

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



## **Indicadores geoquímicos na prospeção de W e Sn: estudo aplicado à mina de Vale Pião, Góis**

Frederico José Castelo Tomás Martins

**Mestrado em Geologia Económica**  
Especialização em Prospeção Mineral

Relatório de Estágio orientado por:  
Luís Miguel Guerreiro Galla Gaspar (FCUL)  
Carlos José Paulino Rosa



UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



## **Indicadores geoquímicos na prospeção de W e Sn: estudo aplicado à mina de Vale Pião, Góis**

Frederico José Castelo Tomás Martins

**Mestrado em Geologia Económica**  
Especialização em Prospeção Mineral

Relatório de Estágio orientado por:  
Luís Miguel Guerreiro Galla Gaspar (FCUL)  
Carlos José Paulino Rosa





## Agradecimentos

O presente trabalho teve a colaboração da Empresa de Desenvolvimento Mineiro (EDM) S.A. que em conjunto com a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa assinou um protocolo com objetivo de promover a colaboração entre entidades empresariais e de ensino contribuindo para o aumento do conhecimento científico sobre a geologia do país com foco na prospeção mineral. A EDM é atualmente a detentora dos direitos de prospeção de W, Sn, Au, Ag e metais associados da área de prospeção e pesquisa denominada de Escádia Grande.

Pessoalmente começaria por agradecer ao meu orientador ‘fculiano’ que me ajudou a levar este trabalho a bom termo. Foram muitas as discussões, teimosias de parte a parte, alguns momentos de descontração, mas que no final revelaram para além de uma amizade de aluno-professor, uma amizade entre duas pessoas com uma paixão em comum, a geologia. Um agradecimento especial ao professor António Mateus pelo tempo disponibilizado e pela ajuda em várias fases do desenvolvimento desta tese, pelas palavras de entusiasmo e pelo conhecimento transmitido durante todo o mestrado. Agradeço aos professores, Isabel Costa, Jorge Figueiras e Mário Gonçalves que também foram ‘alvo’ de questões pela minha parte e sempre se mostraram disponíveis para mas esclarecer. Quanto à parte mais laboratorial (que parecia não ter fim...) que envolveu a preparação das amostras até estas serem analisadas na microsonda eletrónica, tenho palavras de apreço para o professor Manuel Francisco do Instituto Superior Técnico, que em muito me ajudou na moagem das amostras, realizado em grande parte na mesma instituição de ensino. À Cyntia Mourão pelas lâminas e material disponibilizado e ao Pedro Rodrigues pela instrução no que à microsonda eletrónica diz respeito. Um obrigado à Dr.<sup>a</sup> Cristina Sequeira da Universidade de Aveiro pelas análises de geoquímica de rocha total.

Um especial abraço ao Pedro Santos e Carlos Rosa por me terem apoiado nesta aventura que se chama mestrado, uma aventura pelo menos para mim. Foram sem dúvida duas pessoas fundamentais para mim, fora e dentro do trabalho que por nós passou, como colegas e amigos. Um agradecimento também à Daniela Lobarinhas e Ana Marisa Gomes.

Aos meus colegas de mestrado que muito me ouviram, principalmente queixar. Obrigado pelos conselhos (científicos, pessoais, etc), pela (muita) paciência, pela amizade (que vou guardar sempre), pelos momentos de descontração que foram essenciais para repor energias, pelos copos partilhados, pelos jogos de bola, obrigado por muita coisa meus caros. Bruno Barros, André Cravinho, Ivo Martins, Filipe Ribeiro, Marcelo Silva, Zé Roseiro, Miguel Santos, Rita Ferraz, Hugo Esteves e José Velez, companheiros na luta. Foi um mestrado de que me orgulho, em muito por vossa causa. Não me esqueço da Filipa Luz, Sofia Pereira e João Carvalho que fazem parte da prata da casa e que de uma maneira ou de outra passaram por esta minha etapa.

Restam as pessoas mais importantes na minha vida, meus pais, Maria e José, meu irmão Marcelo, minha avó Francisca (Minha avó, só gostaria que conseguisses ler estas poucas palavras....). Sem todos vocês não tinha escrito uma única palavra, têm no meu coração um lugar muito, muito especial, sempre. Especiais palavras de carinho para com a Anália e seus pais, Irene e Zé. À minha família e aos meus amigos de sempre e para sempre o ‘conjunto e quem mais queira entrar’ nos quais destaco Fábio Amaral, Miguel Mouga, Gonçalo Benitez e Tomás Grou.



## Resumo

O presente estudo visa a caracterização das mineralizações de W-Sn presentes no jazigo de Vale Pião procurando identificar potenciais guias geoquímicos e mineralógicos úteis para a prospeção mineral. Vale Pião foi alvo de exploração para ambos os metais, registrando e uma produção considerável entre as décadas de 40 a 60 do séc. XX. A amostragem incidiu sobre um conjunto de sondagens realizadas nos anos 80, pelo Serviço de Fomento Mineiro (SFM), na área da antiga mina, com o objetivo de valorizar a região de Góis em termos de W e Sn. A escolha das amostras recaiu sobre os intervalos que registavam maiores teores em W e Sn, principalmente em brechas e filões mineralizados, e/ou onde se observa fenómenos de alteração hidrotermal. Constatou-se que a ocorrência de scheelite predomina sobre a volframite, sendo rara a ocorrência de cassiterite. Neste estudo foram reconhecidos três estilos de mineralização: brechas, filões e aplitos. Identificaram-se e classificaram-se 4 tipos de filões de quartzo (I, II, III e IV), do mais antigo para o mais recente, aumentando de diversidade em termos de associação mineral. Apenas os filões do tipo III e IV estão mineralizados, predominantemente em W (scheelite e volframite); no entanto, é nas brechas que esta mineralização atinge maior relevância (scheelite >> volframite).

O preenchimento mineral das fraturas das brechas é variável bem como a natureza dos clastos que lhes serve de suporte. A variabilidade composicional e mineralógica apresentada por brechas e filões de quartzo sugere uma gênese polifásica e prolongada no tempo.

Identificou-se um aplito mineralizado em cassiterite, scheelite e volframite que sugere a proximidade a um granito não aflorante, e que pode estar associado à gênese da mineralização de Vale Pião. Em todas as estruturas foram reconhecidos 3 estádios deposicionais: um inicial onde se formam os silicatos principais, os minerais portadores de W e Sn e a arsenopirite. O estágio seguinte corresponde à fase sulfureta principal, caracterizada por maior abundância de esfalerite, pirite e pirrotite, e menor ocorrência de calcopirite. No estágio final precipitam fases minerais de Au-Ag, Bi (-Te) e Pb. A sobreposição do evento Au-Ag ao evento de W-Sn é visível em várias amostras, nomeadamente nas brechas. Com base em dados de fluorescência de raios-x e de microsonda eletrônica, observou-se variação ao nível de elementos maiores, menores e traço em diversos minerais como a scheelite, volframite, rútilo e biotite. A semelhante distribuição bimodal em Zr observada nos tungstatos, distingue duas gerações de scheelite e volframite e pode indicar que ambos precipitaram a partir de um semelhante fluido hidrotermal com maior ou menor enriquecimento neste elemento. Várias análises em rútilos, presentes nos metassedimentos, demonstram valores acima de 2 wt % em  $\text{WO}_3$  e  $\text{SnO}_2$ , sugerindo que este mineral pode indicar proximidade ao evento mineralizante principal. A presença de F em filossilicatos, principalmente na biotite, onde se verificam maiores valores deste elemento, pode estar relacionada com o transporte de metais, sob a forma de complexos fluoretados, como o W e Sn. Cloritização, turmalinização e biotitização correspondem a fenómenos de alteração hidrotermal comuns que estão intimamente relacionados com o evento mais precoce que origina a scheelite, volframite e cassiterite e com o evento subsequente, onde se formam os sulfuretos. A associação tardia Bi-Au-Ag-Te-Pb, caracterizada pela associação  $\text{electrum} \pm \text{maldonite} + \text{bismuto nativo} + \text{bismutinite} \pm \text{josefite} \pm \text{protojosefite} + \text{galena}$ , foi identificada em brechas e em filões de quartzo do tipo IV. Esta associação mineral é particularmente comum em amostras ricas em arsenopirite.

**Palavras-chave:** W-Sn-Au, Scheelite, Vale Pião, Geoquímica, Metalogénese





## Abstract

The present study aims the characterization of W-Sn mineralization at Vale Pião deposit, searching for potential geochemical and mineralogical pathfinders useful in mineral exploration. Vale Pião was exploited in the past for both metals, recording a significant production between the 40s and 60s of the XX century. The sampling focused on a set of drill holes conducted in the 1980s by the SFM (Serviço de Fomento Mineiro) in the area of the former mine, with the intention of valuing the Góis region, namely for W and Sn. The samples selection was based on the intervals where the highest W and Sn grades were obtained, mainly in mineralized lodes and breccias and/or where effects related to hydrothermal alteration processes were observed. It was noted that the occurrence of scheelite was dominant over wolframite, with rare cassiterite. In this study three styles of mineralization were recognized: breccias, quartz lodes and aplites. Four types of quartz lodes (I, II, III and IV) were identified and classified, from the oldest to the most recent, with increasing diversity in terms of mineral association. Only the types III and IV of quartz lodes show mineralization, predominantly in W (scheelite and wolframite); however, it is in breccias that this mineralization reaches greater relevance (scheelite >> wolframite). The mineral infillings of breccia fractures are variable, as well as the nature of the clasts that supports them. The compositional and mineralogical variability observed in the quartz lodes and breccias, suggest a polyphasic and long-lived development path.

It was identified an aplite with cassiterite, scheelite and wolframite mineralization, which suggests proximity to a hidden granite, that can be related to the genesis of the Vale do Pião ore-forming system. In all these structures 3 depositional stages were recognized: an initial one where the main silicates, the mineral phases bearing W and Sn and arsenopyrite were generated. The following stage corresponds to the main sulphide stage, traced by abundant sphalerite, pyrite and pyrrhotite, followed by chalcopyrite. The final stage includes mostly the precipitation of the Au-Ag, Bi (-Te) and Pb, mineral phases. The overlapping of the Au-Ag event on the W-Sn event is observed in several samples, namely in breccias.

Based on X-ray fluorescence and electron microprobe data, significant variations in concentration were observed in major, minor and trace elements incorporated in several minerals, such as scheelite, wolframite, rutile and biotite. The similar bimodal distribution in Zr observed in tungstates distinguishes two generations of scheelite and wolframite and can indicate that both precipitate from a similar hydrothermal fluid variably enriched in Zr. Several rutile analyses, hosted in metasediments, show  $\text{WO}_3$  and  $\text{SnO}_2$  values above 2 wt % in, suggesting that these can be used as proxies to the main mineralizing event. The presence of F in phyllosilicates, mainly in biotite, where higher F contents are verified, may be related to the transport of metals, such as W and Sn, by fluoride complexes. Chloritization, tourmalinization and biotitization correspond to common hydrothermal alteration phenomena closely related to the earliest event that originated scheelite, wolframite and cassiterite, and to the subsequent event, where sulphides were formed. A later Bi-Au-Ag-Te-Pb stage, characterized by the association of electrum  $\pm$  maldonite + native bismuth + bismuthinite  $\pm$  joseite  $\pm$  protojoseite + galena, was identified in breccias and in type IV quartz veins. This mineral assemblage is particularly common in arsenopyrite rich samples.

**Key-words:** W-Sn-Au, Scheelite, Vale Pião, Geochemistry, Metallogenesis



## ÍNDICE

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>I</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>III</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>V</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>X</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>XIV</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>2. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO.....</b>	<b>1</b>
<b>3. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>3</b>
3.1. GEOLOGIA REGIONAL .....	3
3.2. MINERALIZAÇÕES DE W E Sn.....	5
3.3. GEOLOGIA LOCAL.....	8
3.3.1 Formação do Caneiro .....	8
3.3.2 Formação de Boque-Serpins .....	8
3.3.3 Formação do Colmeal.....	9
<b>4. A MINA DE VALE PIÃO .....</b>	<b>10</b>
4.1. CONTEXTO HISTÓRICO.....	10
4.2. PRODUÇÃO HISTÓRICA .....	12
4.3. MINERALIZAÇÃO.....	14
<b>5. AMOSTRAGEM E METODOLOGIAS.....</b>	<b>15</b>
<b>6. ANÁLISE PETROGRÁFICA .....</b>	<b>18</b>
6.1. ENCAIXANTE.....	19
6.2. MINERALIZAÇÃO.....	21
6.2.1. Filões de quartzo .....	21
6.2.1.1. Filões de quartzo Tipo I.....	21
6.2.1.2. Filões de quartzo Tipo II.....	22
6.2.1.3. Filões de quartzo Tipo III.....	22
6.2.1.4. Filões de quartzo Tipo IV .....	23
6.2.2. Brechas .....	28
6.2.3. Aplito .....	35
<b>7. ANÁLISES GEOQUÍMICAS .....</b>	<b>37</b>
7.1. GEOQUÍMICA MULTI-ELEMENTAR - FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X .....	38
7.2. QUÍMICA MINERAL - MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	43
7.2.1. Minerais portadores de W-Sn .....	43
7.2.1.1. Scheelite .....	43
7.2.1.2. Volfamite .....	45
7.2.1.3. Cassiterite .....	47
7.2.1.4. Estanite.....	49
7.2.1.5. Rútulo.....	49
7.2.2. Minerais de Au-Ag, Bi e Te.....	51
7.2.2.1. Electrum .....	51
7.2.2.2. Minerais de Bi, Bi-Te e Bi-Au .....	51
7.2.3. Sulfuretos .....	53
7.2.3.1. Calcopirite.....	53

7.2.3.2.	Arsenopirite.....	53
7.2.3.3.	Esfalerite.....	56
7.2.3.4.	Galena .....	57
7.2.4.	<i>Grupo das micas</i> .....	58
7.2.4.1.	Moscovite .....	58
7.2.4.2.	<b>Biotite</b> .....	61
7.2.5.	<i>Grupo dos feldspatos</i> .....	63
7.2.6.	<b>Carbonatos</b> .....	64
7.2.7.	<b>Turmalina</b> .....	65
7.2.8.	<i>Grupo da clorite</i> .....	66
7.2.9.	<b>Outros minerais</b> .....	67
8.	<b>HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL</b> .....	68
9.	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	69
10.	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	74

## Anexos (formato digital)

<b>ANEXO 1 - AMOSTRAGEM E METODOLOGIAS</b> .....	<b>3</b>
<b>ANEXO 2 – ANÁLISE PETROGRÁFICA</b> .....	<b>4</b>
<b>ANEXO 3 – MINERALIZAÇÃO</b> .....	<b>4</b>
3.1 FILÕES DE QUARTZO .....	4
3.2 BRECHAS.....	7
<b>ANEXO 4 – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL – FRX</b> .....	<b>11</b>
4.1 DADOS ANALÍTICOS .....	14
4.2 FATORES DE ENRIQUECIMENTO PARA W, SN, CU, ZN, AS, PB, AG, BI E ELEMENTOS MAIORES.....	21
<b>ANEXO 5 - QUÍMICA MINERAL</b> .....	<b>42</b>
5.1 SCHEELITE .....	48
5.2 VOLFRAMITE .....	62
5.3 CASSITERITE .....	71
5.4 RÚTILO .....	75
5.5 ESTANITE .....	77
5.6 <i>ELECTRUM</i> .....	79
5.7 BISMUTO NATIVO .....	81
5.8 BISMUTINITE .....	83
5.9 BISMUTO-TELURETOS .....	84
5.10 CALCOPIRITE .....	86
5.11 ARSENOPIRITE.....	90
5.12 ESFALERITE.....	96
5.13 GALENA .....	101
5.14 MOSCOVITE.....	103
5.15 BIOTITE.....	110
5.16 FELDSPATO.....	114
5.17 CARBONATOS.....	116
5.18 TURMALINA .....	117
5.19 CLORITE .....	118

5.20 PIRITE (PIRROTITE E MARCASSITE) .....	120
5.21 CLINOZOISITE .....	129
5.22 ESFENA.....	130
5.23 FLUORITE.....	131
5.24 APATITE.....	132
5.25 MONAZITE.....	134
5.26 TABELAS COM ESTATÍSTICA DESCRITIVA POR MINERAL.....	135
<b>ANEXO 6 – FOTOS DE MICAS DIOCTAÉDRICAS, <i>ELECTRUM</i>, CARBONATOS E TURMALINAS.....</b>	<b>149</b>
6.1 MICAS DIOCTAÉDRICAS .....	149
6.2 <i>ELECTRUM</i> .....	150
6.3 CARBONATOS.....	152
6.4 TURMALINA .....	154
<b>ANEXO 7 – DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS (COM FOTOS) .....</b>	<b>155</b>

## Lista de Figuras

<b>Figura 2.1</b> - Localização da área de estudo. Imagem retirada do Google Earth. (19-12-2016). .....	2
<b>Figura 2.2</b> - Localização da antiga mina de Vale Pião, de Góis e Cabreira. Coordenadas em ETRS 1989 Portugal TM06. ....	2
<b>Figura 3.1</b> - Mapa com as principais unidades geotectónicas no terreno Ibérico (imagem superior). Adaptado de Ribeiro et al., 1990. Área de Góis com localização da antiga mina de Vale Pião (imagem inferior). Excerto da carta geológica de Portugal à escala 1:1000000 (LNEG, 2010). (*) Datação retirada de Gomes et al., 2011. ....	4
<b>Figura 3.2</b> - Distribuição dos principais sistemas mineralizantes da ZCI e sua relação espacial com os granitoides e zonas de cisalhamento «sin-D3», bem como com os granitoides «tardi- a pós-D3» e desligamentos Tardi-Variscos. Adaptado de Mateus e Noronha (2001). ....	5
<b>Figura 3.3</b> - Áreas e províncias com elevado potencial para albergar mineralizações de W, Sn e W, Sn (Cu, Mo). Imagem retirada de Martins, 2012. ....	7
<b>Figura 3.4</b> - Representação da área de prospeção e pesquisa da Escádia Grande com as faixas metalíferas na região de Góis – Castanheira de Pêra (Manuel, R., 2015) à escala 1:150.000. As ocorrências e faixas foram retiradas do SIORMINP (Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses). Foi adicionada nova possível faixa representada por limites entre linhas a tracejado e onde se inserem as ocorrências 9, 10 e 11 (Faixa Cerdeira – Cabeçadas). Tal como se observa na figura os principais alinhamentos têm as direções próximas de N-S e NW-SE. ....	7
<b>Figura 3.5</b> - Esboço geológico da região de Góis (Carta Militar nº 243, 1:25.000) (Meireles et al., 2013) com adição da localização da antiga mina de Vale Pião (círculo negro). ....	8
<b>Figura 3.6</b> - Localização do bloco limitado pelas falhas de Sra. da Guia (-Piães) e a falha da Cabreira, ambas com rumo NE-SW. Referência a algumas das principais ocorrências (círculos vermelhos; VP – Vale Pião; SG- Senhora da Guia; Ra – Rabadão; BA – Barroca de Amiães) de W e/ou Sn na região de Góis bem como várias outras ocorrências minerais de menor importância económica. Adaptado de Meireles et al., 2013. A dimensão dos círculos não reflete a importância de cada mina mas a área que os trabalhos mineiros ocuparam e área cartografada de mais detalhe. Inclusão de zonas de metamorfismo de contato onde afloram xistos mosqueados (Adónis, 1970). ....	9
<b>Figura 4.1</b> - Couto mineiro de Góis e suas concessões mineiras com localização da antiga mina de Vale Pião (adaptado de Parra, 1988). ....	11
<b>Figura 4.2</b> - Mina de Vale Pião (galerias), incluindo localização de sondagens mecânicas e estruturas mineralizadas, aflorantes, não aflorantes e reconhecidas em trabalhos subterrâneos (adaptado de vários trabalhos antigos realizados na área pelo SFM. ....	12
<b>Figura 5.1</b> - Localização das sondagens amostradas (S4, S9, S12 e S13). ....	16
<b>Figura 5.2</b> - Mineralight Raytech (Modelo LS-7CB, 2 lâmpadas independentes com onda curta /onda longa (254/365 nm), 4 volts). Exemplo de uma porção da amostra S9-132.00 com um veio mineralizado em scheelite. ....	17
<b>Figura 6.1</b> - Observação da xistosidade (S1) e de planos de crenulação (S2) em xisto negro (MLT, luz simplesmente polarizada). Existe igualmente ligeiro movimento segundo uma fratura perpendicular à xistosidade, representada a tracejado (Lâmina S4-101.63). ....	19
<b>Figura 6.2</b> - Amostras S9-53.43 e S4-2.25 onde se pode observar arraste evidenciado por veios de quartzo encaixados em grauvaque cinzento e presença de múltiplas falhas com deslocamentos na ordem dos milímetros, em unidades de xisto dobradas, respectivamente. As falhas têm similar inclinação e movimento provavelmente pertencendo à mesma família. ....	20
<b>Figura 6.3</b> - Amostras S4-61.03 (cima) e S4-72.70 (baixo) onde se podem observar cristais de pirite e pirrotite em xisto negro e grauvaque, respectivamente. Na figura de cima observa-se pirrotite subeuédrica que resultou da pseudomorfose de pirite cúbica, observa-se um sigma onde as caudas são	

preenchidas por carbonatos. Em baixo observa-se um cristal de pirite, em grauvaque, cortado por um veio de sulfuretos. ....	20
<b>Figura 6.4</b> - Amostras S4-66.30 e S9-56.77 de filões do tipo I. (T – Topo; B – Base).....	21
<b>Figura 6.5</b> - Amostra S4-79.72 de um filão do tipo II. ....	22
<b>Figura 6.6</b> - Amostras S4-71.37 e S4-40.00 de filões do tipo III. ....	23
<b>Figura 6.7</b> - Amostra S9-132.00 e S4-80.40 de filões do tipo IV. As setas brancas, em ambas as figuras, representam os filões amostrados. É também possível observar a amostra S9-132.00 sob luz ultravioleta (imagem cima à direita).....	24
<b>Figura 6.8</b> - 1 - Troço da amostra S9-132.00, no qual se podem observar vários filões que se cortam. O filão b corta o filão a, sendo-lhe perpendicular. É no filão b que se observa maior conteúdo em scheelite, sendo este o mineral principal a par com siderite. O filão c corta também o filão a, sendo a inclinação e mineralogia deste, igual á do filão b, estes podem corresponder à mesma família, verificando-se diferenças claras de espessuras. Todas as gerações possuem mineralização em scheelite; 2 – Lâmina da amostra S4-80.40, observa-se que o filão de feldspato corta o filão de quartzo (ver figura 6.7 para observação da escala).....	24
<b>Figura 6.9</b> - Troço da amostra S9-132.00 onde se observam vários fenómenos de abertura do veio. As linhas a tracejado representam os limites dos enchimentos. Numa fase inicial predominaria o quartzo e depois terão existido 2 fenómenos de abertura no veio que promoveram a precipitação de minerais como scheelite, clorite e carbonatos.....	25
<b>Figura 6.10</b> - <b>A</b> - Várias gerações de quartzo presentes no veio, , MLT, luz duplamente polarizada; <b>B</b> - Cassiterite anédrica com quartzo e moscovite, ,MLT, luz simplesmente polarizada; <b>C</b> - Banda de clorite atravessado por um veio de quartzo, , MLT, luz duplamente polarizada; <b>D</b> - Veio de quartzo em contacto com xisto, presença de salbanda micácea de moscovite e biotite e de turmalina na parte central do veio, MLT, luz simplesmente polarizada ; <b>E</b> - Pirite anédrica no veio, ampliação 5x, MLR, luz simplesmente polarizada; <b>F</b> - Níveis de xisto (mais escuro) e grauvaque (mais claro) intercalados, o xisto é bastante rico em turmalina e matéria orgânica, , MLT, luz simplesmente polarizada s; <b>G</b> - Veio de quartzo com turmalina e arsenopirite no seu bordo, MLT, luz simplesmente polarizada ; <b>H</b> - Vários cristais de volframite subeuédricos a anédricos numa matriz de quartzo e moscovite, MLR, luz simplesmente polarizada; <b>I</b> - Agregado de pirite com preenchimento de carbonatos e quartzo euédricos, MLT, nicóis paralelos; <b>J</b> – Volframite subeuédrica a ser cortada por uma geração de moscovite, pirite colomórfica e calcopirite, MLR, luz simplesmente polarizada; <b>K</b> – Volframite (negro) a cortar uma geração de quartzo euédrico e ser cortada por moscovite juntamente com pirite, MLT, luz duplamente polarizada. Correspondência das amostras: A, B e C (S4-40.00); D, E e F (S4-66.30); G, H, I, J e K (S4-71.37). (restantes imagens na página seguinte); <b>L</b> - Fronteira xisto-filão de quartzo, com clorite, MLT, luz duplamente polarizada; <b>M</b> - Filão com várias gerações e quartzo e carbonatos a preencher fraturas, MLT, luz duplamente polarizada; <b>N</b> - Contacto xisto – veio de quartzo, onde se observa quartzo mais grosseiro (zona central) e mais fino (encosto) ligeiramente fraturado, MLT, luz duplamente polarizada; <b>O</b> - Fratura na zona central do filão com forte preenchimento de turmalina fina, antes deste evento ocorreu génese de micas, MLT, luz simplesmente polarizada; <b>P</b> - Níveis centimétricos de xisto negro fortemente turmalinizado com alternância com níveis de xisto mais quartzosos, MLT, luz simplesmente polarizada; <b>Q</b> – Carbonatos e arsenopirite em grauvaque, MLT, luz duplamente polarizada; <b>R</b> – Clorite e carbonatos presentes num veio, ampliação 5x, MLT, luz duplamente polarizada; <b>S</b> – Feldspato sericitizado, quartzo, moscovite e carbonatos no veio R, MLT, luz duplamente polarizada. Correspondência das amostras: L e M (S4-79.72); N, O e P (S9-56.77); Q, R e S (S4-80.40). (restantes imagens na página seguinte); <b>T</b> – Veio onde se observa plagioclase maclada, sericite e quartzo, , MLT, luz duplamente polarizada; <b>U</b> – Veio com scheelite e pirrotite, é cortado por um veio perpendicular, mais fino rico em carbonatos e que também contém scheelite (embora não visível), MLT, luz simplesmente polarizada; <b>V</b> - Associação scheelite	



(euédrica), esfalerite, pirite e carbonatos no veio **T** e **U**, MLT, luz simplesmente polarizada; **X** - Associação scheelite (euédrica), esfalerite, pirite e marcassite, presentes no veio **V**, matriz composta por sericite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Y** - Cristal de bismuto nativo e electrum em esfalerite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Z** - Agregado de electrum, bismutinite e bismuto nativo sobre essencialmente carbonatos, MLR, luz simplesmente polarizada. Correspondência das amostras: T, U, V, X, Y e Z (S9-132.00).....26, 27 e 28

**Figura 6.11** - Amostras de mão correspondentes às brechas amostradas. Os troços das brechas onde se identificou scheelite sob luz ultravioleta são apresentados à direita das brechas respetivas. Na ausência de escala, cada quadrícula equivale a 1 cm (sobre o fundo cinzento). ..... 32

**Figura 6.12** - **A** - Scheelite em contacto com esfalerite e calcopirite. No contacto (dentro da caixa), apesar de não visível nesta resolução, ocorre calcopirite, pirite e estanita, MLR, luz simplesmente polarizada; **B** - Biotite mais grosseira no veio, onde se observam orlas de reação, comparando com a biotite do encaixante, mais fina, MLT, luz simplesmente polarizada; **C** - Veio de espessura mm de carbonatos e pirite a cortar veio com biotite (**B** e **A**), MLT, luz simplesmente polarizada; **D** - Arsenopirite com ocorrência de electrum em fraturas, MLR, luz simplesmente polarizada; **E** - Scheelite e volframite, a volframite, de cor mais clara, parece ser anterior à scheelite euédrica, MLR, luz simplesmente polarizada; **F** - Ocorrência de estanita com pirite euédrica, marcassite lamelar e calcopirite, MLR, luz simplesmente polarizada; **G** - Brecha onde se observam 2 gerações de clorite (tintas de birrefringência azul e verde), quartzo e carbonatos, MLT, luz duplamente polarizada; **H** - Pirrotite com bismuto nativo, galena e electrum, matriz carbonatada, MLR, luz simplesmente polarizada; **I** - Volframite subeuédrica e fraturada, contato na parte superior da imagem, com galena, MLR, luz simplesmente polarizada; **J** - Esfalerite com bismuto nativo, bismutinite, electrum (dentro da caixa) e pirite, ampliação de 40x, MLR, luz simplesmente polarizada; **K** - Volframite euédrica e pirite, cortados por micas, MLR, luz simplesmente polarizada; **L** - Volframite com pirite, ocorrência de bismuto nativo e galena em fraturas na volframite (zona central), MLR, luz simplesmente polarizada; Correspondência das amostras: A, B e C (S4-74.02); D, E e F (S4-75.38); G, H e I (S9-133.65); J, K e L (S9-135.23). (**restantes imagens na página seguinte**); **M** - Ocorrência de frequente electrum com bismuto nativo, bismutinite, pirrotite e esfalerite, matriz de clorite e quartzo, MLR, luz simplesmente polarizada; **N** - Agregado de scheelite euédrica e pirite, com matriz de clorite, MLR, luz simplesmente polarizada; **O** - Scheelite euédrica com clorite, clinozoisite (azul) e sericite na matriz, MLT, luz duplamente polarizada; **P** - Agregado fino de electrum entre cristais de pirrotite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Q** - Scheelite, esfalerite, pirite e calcopirite, ampliação 10x, MLR, nicóis paralelos; **R** - Scheelite euédrica com clorite e clinozoisite (azul) na matriz, MLT, luz duplamente polarizada; **S** - Scheelite e feldspato, observa-se intensa sericitização, MLT, luz duplamente polarizada; **T** - Scheelite (negro), com clorite, sericite, feldspato e carbonatos (formam caudas em contacto com a scheelite), MLT, luz duplamente polarizada; **U** - Galena, esfalerite, calcopirite e pirite, clorite e carbonatos, MLR, luz simplesmente polarizada; **V** - Pirrotite, electrum e rútilo, observa-se oxidação parcial nos bordos da pirrotite, o electrum ocorre em contacto com rútilo e livre, perto da pirrotite, MLR, luz simplesmente polarizada; **X** - Contacto entre xisto (direita) e brecha (esquerda) marcado por incremento de material grafitoso e rútilo, o nível mais próximo da brecha corresponde a um fino leito de carbonatos, observam-se cristais de scheelite perto desse contacto, observa-se também pirite. Em contacto com scheelite ocorre clorite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Z** - Observa-se na zona central feldspato maclado, em redor deste ocorre clinozoisite (azul) e carbonatos, o sulfureto presente é esfalerite, MLT, luz duplamente polarizada; Correspondência das amostras: M, N e O (S12-180.29); P, Q e R (S12-180.74); S, T e U (S12-182.60); V, X e Z (S12-183.70) .....33 e 34

**Figura 6.13** - Pormenor do aplito (S9-96.40) em amostra de mão. .... 35

**Figura 6.14** - À esquerda observa-se a mica branca (MLT, luz duplamente transmitida) com hábito rosáceo e à direita moscovite que resulta da sericitização do feldspato, com cassiterite (MLT, luz duplamente transmitida). ..... 35

**Figura 6.15** - Cassiterite tabular perto do contacto com o xisto (à esquerda, MLT, luz simplesmente transmitida) e cassiterite colomórfica zonada que se encontra mais no centro da mesma estrutura (à direita, MLT, luz simplesmente transmitida). ..... 36

<b>Figura 6.16</b> - Inclusões de estanita (mais claras) e de sulfuretos de ferro (mais escuras, estiradas ao longo da mesma direção) em quartzo dentro do aplito. Imagem de eletrões retrodifundidos obtida em MSE.....	36
<b>Figura 6.17</b> - Electrum (dentro do retângulo) a preencher uma fratura na arsenopirite mais grosseira. Imagem de eletrões retrodifundidos obtida em MSE. ....	37
<b>Figura 7.1</b> - Projeção dos diagramas de Harker para os óxidos (wt %) de SiO <sub>2</sub> versus elementos maiores. ....	39
<b>Figura 7.2</b> - Fatores de enriquecimento para os elementos W, Sn, Cu, Zn, Ag e Bi, na sondagem S4. Os troços mais enriquecidos correspondem a um filão (F), brechas (B) e xisto rico em sulfuretos (XS). ....	43
<b>Figura 7.3</b> - Relações entre elementos químicos (W, Ca, Zr, Ta e Nb) presentes na composição química da scheelite em vários tipos de estruturas mineralizadas. No gráfico W vs Ca (a.p.f.u.) está colocado um círculo com a composição ideal da scheelite. ....	45
<b>Figura 7.4</b> - Relações entre elementos químicos (W, Fe, Mn, Nb e Zr) presentes na composição química da volframite em vários tipos de estruturas mineralizadas. ....	46
<b>Figura 7.5</b> - Relações entre elementos químicos (Sn, Nb, Ta, Fe e Ti) presentes na composição química da cassiterite em vários tipos de estruturas mineralizadas.....	48
<b>Figura 7.6</b> - Cassiterite zonada no aplito. Do lado direito encontra-se a tabela com análises de MSE com os principais elementos na forma de óxidos. ....	48
<b>Figura 7.7</b> – Cassiterite zonada no aplito. ....	48
<b>Figura 7.8</b> - Variação dos elementos principais (Cu, Fe, Sn e S) presentes nas estanites analisadas...	49
<b>Figura 7.9</b> - Rútilo e volframite encaixados em xisto negro próximos a um filão de quartzo mineralizado em volframite. (Lâmina S4-71.37 L2).....	50
<b>Figura 7.10</b> - Relações entre elementos químicos (Ti, Sn, W, Fe e Nb) presentes na composição química de rútilo em vários tipos de estruturas mineralizadas. ....	50
<b>Figura 7.11</b> - Relações entre elementos químicos (Au, Ag, Bi e Te) presentes na composição química de electrum em vários tipos de estruturas mineralizadas. Valores em % (após efetuado o cálculo da química mineral do próprio mineral).....	51
<b>Figura 7.12</b> - Relações entre elementos químicos (Bi, Te, Se, S e Pb) presentes na composição química de bismuto-teluretos nas várias estruturas mineralizadas. ....	52
<b>Figura 7.13</b> - Projeção dos dados (wt %) de MSE do As, Fe e S, presentes para toda a população de arsenopirites. ....	54
<b>Figura 7.14</b> - Relações entre elementos químicos (As, Fe, S, Sb, Au, Ag e Co) presentes na composição química das arsenopirites nas várias estruturas mineralizadas.....	55
<b>Figura 7.15</b> - Arsenopirites zonadas presentes na amostra S12-180.74 L3 (imagens de electrões retrodifundidos).....	56
<b>Figura 7.16</b> - Relações entre elementos químicos (Zn, Fe, Cd, Cu e Sn) presentes na composição química das esfalerites, nas várias estruturas mineralizadas. ....	57
<b>Figura 7.17</b> - Relações entre elementos químicos (Pb, Fe e Ag) presentes na composição química de galenas nas várias estruturas mineralizadas. ....	57
<b>Figura 7.18</b> - Substituições nas posições octaédrica para a totalidade das moscovites. Na posição octaédrica a substituição de Al por Fe, Mg, Mn, Cr, Ni e Ti, expressa uma correlação negativa bem definida. O Fe e Mg são os elementos mais importantes nesta troca elementar. (Aplito II – mica branca com hábito rosáceo e anédrico). ....	59
<b>Figura 7.19</b> - Gráfico Al vi vs F (a.p.f.u.) para a totalidade das moscovites. Este diferencia 3 grupos distintos, os valores mais baixos de F encontram-se no aplito e seu encaixante, os intermédios em filões e seu encaixante e os valores mais elevados registam-se em brechas. ....	59

<b>Figura 7.20</b> - No gráfico Al vi vs Al iv (a.p.f.u.) observam-se desvios bem patentes da reta ideal Mu-Lc. O gráfico (Fe+Mg) vs Si (a.p.f.u.) mostra os desvios composicionais entre os termos Mu-Ph-Fph (Moscovite - <b>Mu</b> $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4$ ; Leucofilita - <b>Lc</b> $(K_2(Mg_2Al_2)Si_8O_{20}(OH,F)_4$ ; Ferrimoscovite - <b>Fmu</b> $K_2(Al_3Fe^{3+})(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4$ ; Ferrifengite - <b>Fph</b> $K_2(Mg,Fe^{2+})Al_2Fe^{3+}(Si_7Al)O_{20}(OH,F)_4$ ; Fengite - <b>Ph</b> $K(Al_3R^{2+})(Si_7Al)O_{20}(OH,F)_4$ ).....	60
<b>Figura 7.21</b> - Em cima pode observar-se o diagrama de classificação das biotites segundo Deer et al., 1992. As biotites analisados situam-se no campo das biotites entre os campos da anite e siderofilita. As mesmas biotites colocam-se no campo metamórfico ou metassomático e geralmente no interior do campo Bi, no diagrama triangular proposto por Nockolds (1947) e linha a tracejado por Gokhale (1968) (em baixo) (Siderofilita - $K_2Fe_4Al_2[Si_4Al_4O_{20}](OH)_4$ ; Anite - $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ ; Flogopite - $K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ ; Eastonite - $K_2Mg_4Al_2[Si_4Al_4O_{20}](OH)_4$ ; Bi - Biotite; Mo - Moscovite; Hb - Hornblenda).....	61
<b>Figura 7.22</b> - Gráfico Al iv vs F (cima) e do total das micas dioctaédricas e trioctaédricas (baixo) segundo Tischendorf et al., 1999. A projeção do Al iv contra o F (a.p.f.u.) cria uma ligeira correlação linear negativa onde os valores mais elevados em F surgem nas brechas com volframite e mais baixos nas brechas com scheelite (valor mais baixo presente no encaixante de um filão não mineralizado). O gráfico que coloca Mg - Li vs $Fe_{total} + Ti + Mn - Al$ vi (a.p.f.u.) mostra que as micas dioctaédricas caem no campo da moscovite e fengite enquanto as micas trioctaédrica são quase na totalidade ferríferas. ....	62
<b>Figura 7.23</b> - Diagrama ternário de classificação dos feldspatos por intermédio de Or (Ortose), Ab (Albite) e An (Anortite).....	63
<b>Figura 7.24</b> - Relações entre elementos químicos (Si, Al, Na, Ca, K e Sr) presentes na composição química de minerais do grupo do feldspato nas várias estruturas mineralizadas. No gráfico à direita apenas estão representadas as plagioclases. ....	64
<b>Figura 7.25</b> - Diagrama ternário de classificação de carbonatos por intermédio de Siderite (Fe), Magnesite (Mg) e Calcite (Ca).....	64
<b>Figura 7.26</b> - Diagrama binário Ca/(Ca+Na) vs Fe/(Fe+Mg) (a.p.f.u.) de classificação de turmalinas. O Fe corresponde ao $Fe_{total}$ . ....	65
<b>Figura 7.27</b> - Diagrama de classificação de clorites baseado nos 2 principais tipos de troca iónica. (Foster, 1962) .....	66
<b>Figura 7.28</b> - Relações entre elementos químicos (Si contra Al, Fe, Mg e Mn) presentes na composição química de minerais do grupo do clorite. ....	67

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 4.1</b> - Quadro representativo da produção de estanho e tungsténio em vários contextos mineralizantes, em várias concessões integradas no Couto Mineiro de Góis. A produção, intermitente, é relativa ao período que medeia os anos de 1946 e 1968 (Parra, 1988). 13	
<b>Tabela 5.1</b> - Amostragem realizada nas sondagens S4, S9, S12 e S13. ....	16
<b>Tabela 5.2</b> - Amostragem selecionada das sondagens S4, S9 e S12 para observação microscópica. (L-Lâmina). ....	17
<b>Tabela 5.3</b> - Minerais analisados através da microsonda eletrónica (MSE). ....	18
<b>Tabela 6.1</b> - Amostras selecionadas para observação microscópica e sua categorização (o símbolo * corresponde a amostras que incluem mais do que uma categoria). As amostras não selecionadas para observação microscópica foram igualmente categorizadas na tabela 2.1 do anexo 2. ....	18
<b>Tabela 6.2</b> - Quadro paragenético dos filões do tipo I.....	22

<b>Tabela 6.3</b> - Quadro paragenético dos filões do tipo II. ....	22
<b>Tabela 6.4</b> - Quadro paragenético dos filões do tipo III. ....	23
<b>Tabela 6.5</b> - Quadro paragenético dos filões do tipo IV. ....	25
<b>Tabela 6.6</b> - Quadro paragenético das brechas. ....	30
<b>Tabela 6.7</b> - Possível quadro paragenético para o filão aplítico. ....	37
<b>Tabela 7.1</b> - Representação da estatística descritiva dos elementos principais e associados, nas diversas estruturas mineralizadas e encaixante (N/A – abaixo do limite de detecção). Os valores do aplito correspondem apenas a uma amostra. ....	40
<b>Tabela 7.2</b> - Intervalos mineralizados mais relevantes nas sondagens S4, S9 e S12. ....	41
<b>Tabela 7.3</b> – Análises representativas de scheelites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 4 O. ....	44
<b>Tabela 7.4</b> - Análises representativas de volframites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 4 O. ....	45
<b>Tabela 7.5</b> - Análises representativas de cassiterites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 2 O. ....	47
<b>Tabela 7.6</b> - Valores em wt % dos elementos principais presentes em maldonite ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ). ....	53
<b>Tabela 9.1</b> - Contabilização das amostras alvo de estudo petrográfico e de MSE (W – Scheelite e Volframite; Sn – Cassiterite e Estanite; Au-Ag – Electrum e maldonite). ....	71

## Lista de abreviaturas

### Domínios tectono-estratigráficos

*CXG – Complexo Xisto-Grauváquico*

*ZCI – Zona Centro Ibérica*

*ZGTM – Zona Galiza-Trás-os-Montes*

*ZOM – Zona Ossa Morena*

### Entidades

*EDM – Empresa de Desenvolvimento Mineiro*

*SFM – Serviço Fomento Mineiro*

### Fases minerais

<b>Aspi</b>	Arsenopirite	<b>Clf</b>	Clorite	<b>Felp</b>	Feldspato	<b>Pirrot</b>	Pirrotite
<b>Biot</b>	Biotite	<b>Cpi</b>	Calcopirite	<b>Gal</b>	Galena	<b>Qtz</b>	Quartzo
<b>Bis</b>	Bismuto nativo	<b>Clz</b>	Clinozoisite	<b>Gf</b>	Material grafitoso	<b>Rut</b>	Rútilo
<b>Bismt</b>	Bismutinite	<b>Elect</b>	Electrum	<b>Mct</b>	Marcassite	<b>Sch</b>	Scheelite
<b>Carb</b>	Carbonatos	<b>Esfl</b>	Esfalerite	<b>Mscv</b>	Moscovite	<b>Tur</b>	Turmalina
<b>Cass</b>	Cassiterite	<b>Est</b>	Estanite	<b>Pi</b>	Pirite	<b>Volfr</b>	Volframite

### Diversos

<i>F – Filão</i>	<i>Med – Mediana</i>	<i>N - Norte</i>
<i>A – Aplito</i>	<i>DP – Desvio Padrão</i>	<i>S - Sul</i>
<i>B – Brecha</i>	<i>cm – centímetro</i>	<i>NE- Nordeste</i>
<i>E – Encaixante</i>	<i>mm – milímetro</i>	<i>NW -Noroeste</i>
<i>ME – Microsonda Eletrónica</i>	<i>a.p.f.u. – átomos por fórmula unitária</i>	<i>SE - Sudeste</i>
<i>MLR – Microscopia de luz refletida</i>	<i>FRX – Fluorescência de raios-X</i>	<i>SW - Sudoeste</i>
<i>MLT – Microscopia de luz transmitida</i>	<i>Ma – Milhões de anos</i>	<i>NNE - Nor-nordeste</i>
<i>LDP – Lâmina delgada polida</i>	<i>m –metro</i>	<i>SSW- Su-sudeste</i>
<i>Min – Mínimo</i>	<i>et –eixo do testemunho (exceto referências bibliográficas)</i>	<i>ESE – És-sudeste</i>
<i>Max – Máximo</i>	<i>wt% - weight percent</i>	<i>WNW- Oés-noroeste</i>
<i>ETR – Elementos de terras raras</i>	<i>T<sub>FM</sub> - Temperatura de first melt</i>	



## **1. Introdução**

A antiga mina de Vale Pião foi no passado um depósito mineral de grande interesse económico para os metais estanho e tungsténio, onde inclusivamente se realizaram estudos para definição de recursos pelo Serviço de Fomento Mineiro (SFM) nos anos 80. Esta é a principal ocorrência mineral para W e Sn presente no antigo Couto Mineiro de Góis que se situa a cerca de 32 km para oeste da mina da Panasqueira.

A mineralização identificada está contida em filões de quartzo, brechas e num aplito, consistindo em cassiterite e/ou volframite e/ou scheelite. As estruturas brechóides são as que apresentam maior interesse económico e, cuja génese, é atribuída por Parra (1988) a eventos mineralizantes associados à Orogenia Varisca, ocorrendo enriquecimento em W e Sn e noutros metais (ex: Fe, Cu, Zn, Ag e Au) atribuídos a processos mineralizantes subsequentes.

Apesar dos numerosos trabalhos mineiros e de prospeção, são escassos, ou de carácter preliminar, os dados relativos à caracterização mineralógica e geoquímica dos diferentes estilos de mineralização que ocorrem em Vale Pião. Pretende-se com este trabalho, caracterizar e sistematizar a sequência paragenética, quer das fases minerais portadoras de metais quer da ganga das diferentes estruturas mineralizadas, de modo a aprofundar o conhecimento sobre a sua metalogénese, e consequentemente reconhecer possíveis guias de prospeção geoquímica e mineralógica para estanho e tungsténio na região de Góis. A base de estudo inclui várias amostras colhidas em testemunhos de sondagens realizadas pelo SFM, na envolvente da antiga mina, que apresentem mineralização ou íntima associação a esta. Realizou-se um estudo petrográfico de detalhe das amostras, sobre as quais foi efetuada geoquímica de rocha total e análises de microsonda eletrónica às fases minerais reconhecidas.

## **2. Enquadramento Geográfico**

A região de estudo localiza-se a cerca de 30 km ESE de Coimbra e a 175 km NNE de Lisboa (Fig.2.1). Pertence ao distrito de Coimbra, concelho de Góis e união das freguesias do Cadafaz e Colmeal. O acesso ao local é recomendável ser feito através de veículos todo o terreno, pois parte dos acessos é efetuado por estradas não pavimentadas. A povoação mais próxima da antiga mina de Vale Pião, é a localidade da Cabreira (Fig.2.2). Localizada a sul da mina e a norte do rio Ceira, esta aldeia tem uma área de pouco mais de 37 km<sup>2</sup> tendo atingido a sua maior expansão durante a primeira metade do século XX devido à exploração de tungsténio na região. A topografia da área é bastante acentuada, controlada por estruturas geológicas de direção NE-SW (paralelas à grande falha da Lousã e à falha da Cabreira), de idade Varisca, mas retomadas durante a orogenia Alpina, e que delimitam vários blocos. A flora é densa, o clima é húmido durante as estações frias e bastante seco e quente durante as estações quentes. A rede hidrográfica da região é controlada pelo forte relevo onde se instalou uma rede de drenagem dendrítica, cujas linhas de água desagüam no rio Ceira, rio com traçado meandriforme instalado em xistos e grauvaques e onde, num passado não muito longínquo, se realizou a lavagem do minério proveniente da mina.

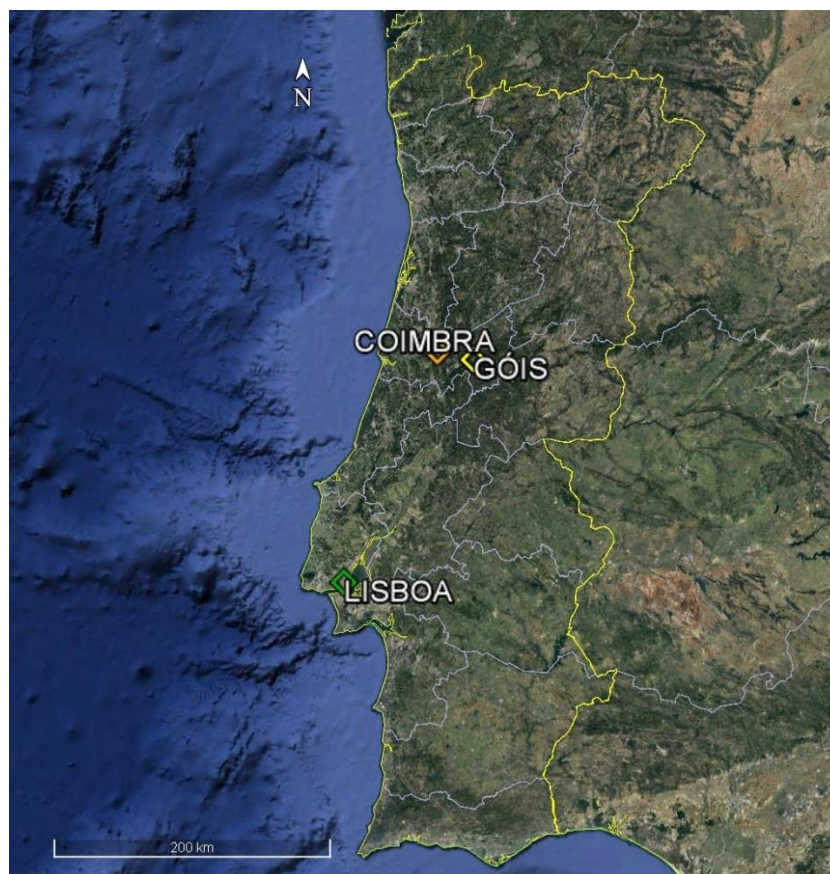


Figura 2.1 - Localização da área de estudo. Imagem retirada do Google Earth. (19-12-2016).

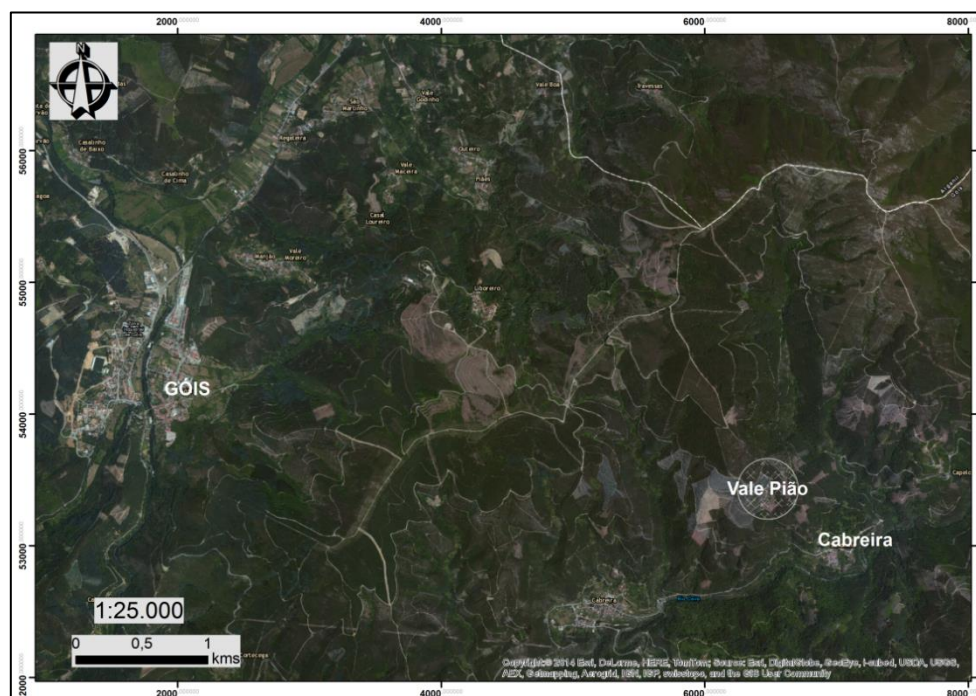


Figura 2.2 - Localização da antiga mina de Vale Pião, de Góis e Cabreira. Coordenadas em ETRS 1989 Portugal TM06.



### **3. Enquadramento Geológico**

A área de estudo insere-se no Maciço Hespérico, segmento mais ocidental da cadeia Varisca (e.g. Julivert et al., 1974) e dentro deste, na unidade geotectónica denominada por Zona Centro Ibérica (ZCI) constituída na área de estudo, essencialmente por espessas sequências autóctones metassedimentares relativamente monótonas, de idade ante-Ordovícica.

#### **3.1. Geologia Regional**

Inserida na ZCI, a área em estudo enquadra-se do ponto de vista litoestratigráfico no Supergrupo Dúrico-Beirão (Silva et al., 1987/1989), anteriormente Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Carrington da Costa, 1950) e mais concretamente no Grupo das Beiras. A idade deste supergrupo ainda é um pouco ambígua mas será possivelmente Neoproterozóica (Sousa, 1984; Sousa e Sequeira, 1993; Sequeira, 1993). Sobre este Grupo depositaram-se discordantemente unidades de idade Ordovícica, caracterizadas por serem menos espessas e menos uniformes que as anteriores. No geral são unidades de quartzitos, metarenitos e metagrauvaques com várias intercalações de unidades de xistos e filitos (negros). A base do Ordovícico é marcada pela presença de conglomerados, enquanto a transição Ordovícico-Silúrico caracteriza-se pela presença de níveis de arenitos, argilitos e calcários. A norte da área de estudo o Paleozóico contacta com formações sedimentares mais recentes (Meso-Cenozóicas) por meio de uma grande estrutura tectónica frágil que atravessa a área, a falha da Lousã-Seia. Esta falha tem orientação média igual a N50°E, é cavalgante para norte, com componente de desligamento esquerdo e controla a bacia Meso-Cenozóica de Lousã-Arganil (Meireles et al., 2013). O efeito cavalgante desta falha tardi-varisca, é resultado da tectónica compressiva Alpina; de acordo com Sequeira et al., (1997), esta falha seria originalmente uma falha subvertical com movimentação vertical até meados do Tortoniano. A intrusão granítica aflorante mais próxima, Granito do Coentral (Fig.3.1), situa-se a 12 km para SW da área de estudo e perto de uma localidade com o mesmo nome e, faz parte de um grupo de nove plutonitos de idade pré-varisca, que intruem o CXG (Gomes et al., 1991). Dados isotópicos de U-Pb ID-TIMS (Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry) obtidos em cristais de zircão do Granito do Coentral permitem definir um intervalo de idades entre 586 – 582 Ma (Gomes et al., 1991), relacionando-o com o magmatismo associado à Orogenia Cadomiana. O Granito do Coentral tem forma elíptica e alongada segundo N-S, e corresponde a um granito de duas micas, leucocrata, peraluminoso, heterogéneo, com megacristais de feldspato potássico numa matriz de grão médio a fino. Associado a este observa-se uma auréola de metamorfismo de contato com uma extensão máxima de 300 m, constituída por filitos, metagrauvaques mosqueados com porfiroblastos de cordierite e andaluzite e raras corneanas (Gomes, 1990). O SFM na década de 80 requereu vários estudos de prospeção sísmica, gravimétrica e magnética para a região de Góis na tentativa de identificar uma possível intrusão granítica tida como responsável pela geração dos filões mineralizados em cassiterite e volframite que ocorrem por exemplo em Senhora da Guia e Vale Pião, principais minas para os metais W e Sn, respectivamente. Os levantamentos de sísmica identificaram na zona de Vale Pião uma possível cúpula granítica a uma profundidade na ordem dos 180 a 280 m com inclinação no sentido N (Torres, 1985), contudo esta possibilidade carece de confirmação.

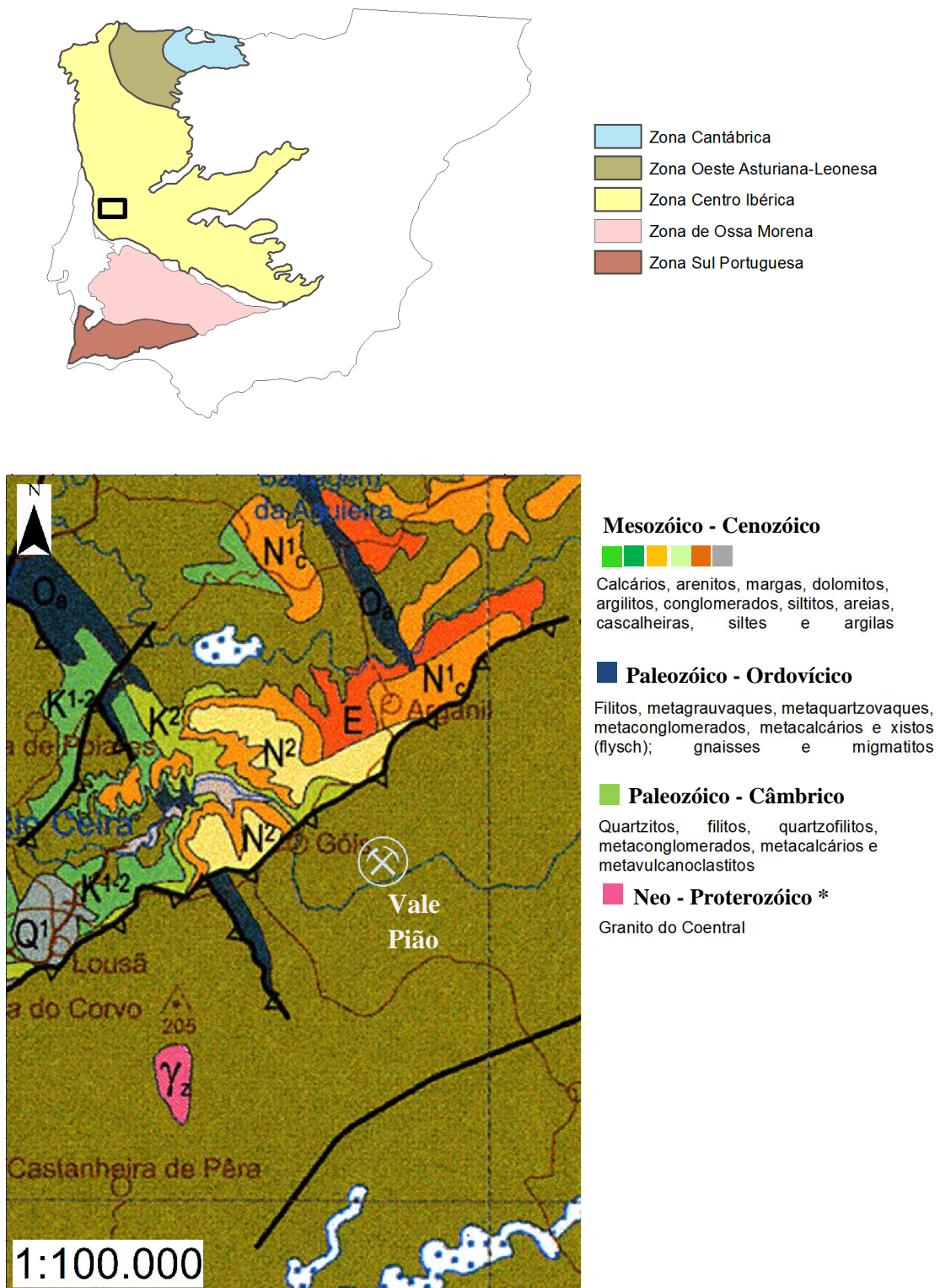


Figura 3.1 - Mapa com as principais unidades geotectónicas no terreno Ibérico (imagem superior). Adaptado de Ribeiro et al., 1990. Área de Góis com localização da antiga mina de Vale Pião (imagem inferior). Excerto da carta geológica de Portugal à escala 1:1000000 (LNEG, 2010). (\*) Datação retirada de Gomes et al., 2011.

### 3.2. Mineralizações de W e Sn

Portugal é um país onde são conhecidos vários jazigos de W e Sn, estes distribuem-se pela ZCI até à Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) e fazem parte da maior «Província setentrional» (Thadeu, 1965) na qual se inclui a «Província metalogenética estano-tungstífera Ibérica» (Cotelo Neiva, 1944). Estas mineralizações estão espacialmente associadas a granitos variscos que intruem rochas metassedimentares e metavulcânicas cujas idades vão desde o Neoproterozóico ao Carbónico Inferior (Fig. 3.2) (Mateus e Noronha, 2010).

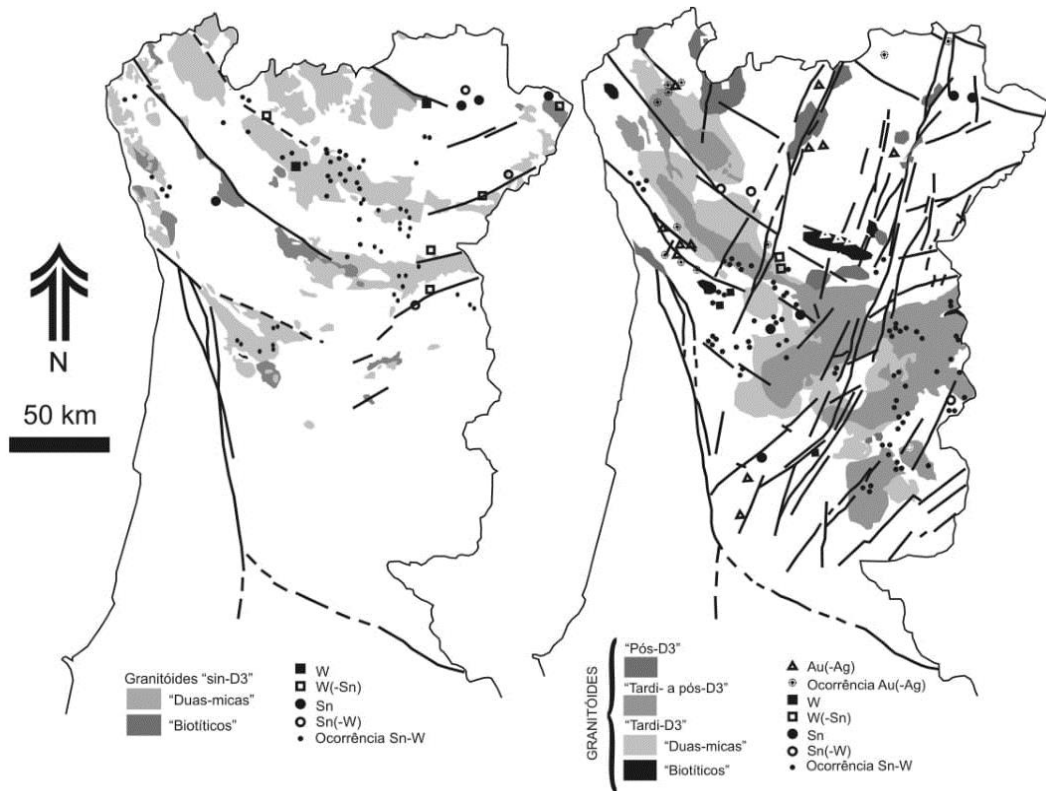


Figura 3.2 - Distribuição dos principais sistemas mineralizantes da ZCI e sua relação espacial com os granitoides e zonas de cisalhamento «sin-D3», bem como com os granitoides «tardi- a pós-D3» e desligamentos Tardi-Variscos. Adaptado de Mateus e Noronha (2001).

Uma das características marcantes da ZCI e ZGTM é a existência de importante magmatismo sinorogénico em paralelo com zonas de médio a alto grau metamórfico (Martinez et al., 1988; Ugidos, 1990). Nos granitos do norte de Portugal os teores em metais são em geral baixos, nomeadamente em W (raramente excedem 7 ppm) e em Au (escassos ppb), os granitos das áreas estaníferas geralmente revelam algum conteúdo em estanho (em redor de 30 ppm) (Noronha et al, 2013). As mineralizações de Sn estão predominantemente associadas a granitos do tipo S mas também à mistura de granitos do tipo I e S e mais raramente do tipo I (Neiva, 2002). A volframite não ocorre em granitos mas cristaliza em granitos greisenizados e veios de quartzo (ibid.). Ribeiro e Pereira (1982) e Pereira (1993) referem forte atividade vulcânica bimodal na Zona de Ossa Morena e magmatismo anorogénico no limite oeste da ZCI e vulcanismo 'Olho de Sapo' no bordo leste da mesma zona. Segundo os autores é provável que tenha ocorrido uma concentração de origem sedimentar e/ou vulcânica em W no CXG. Contudo o papel que os granitoides desempenham nas mineralizações de tungsténio não é totalmente claro. Certos autores defendem que estes são os responsáveis como fonte na concentração de metais (e.g. W, Sn e Au) outros que funcionam apenas como motor térmico ativando células convectivas ligadas a processos de enriquecimento metalífero. Existem no entanto evidências de pré-concentrações de W e

Sn nos metassedimentos, sendo estas aparentemente escassas quando enquadradas no global das mineralizações existentes na ZCI. A título de exemplo Noronha (1976) evidencia a ocorrência de rochas calcossilicatadas, com scheelite interestratificadas em metassedimentos, resultado de metamorfismo regional que foi responsável pela remobilização de W nos estratos. A ocorrência de ‘paleo-placers’ de cassiterite é uma hipótese segundo Ribeiro e Pereira (1982) e Pereira (1993), estes podem ter origem numa província metalogenética Cadomiana ou mesmo anterior. Os mesmos autores ainda defendem que o Sn possa, através de mobilização química, em ambientes supergénicos, reprecipitar em ambientes mais favoráveis. Os mecanismos atrás expostos, apesar de aparentarem ser opostos podem-se complementar. Lourenço (2002) refere que o ‘stock’ metalífero em diversos magmas pode ser resultado de uma crosta anómala, enriquecida, que por processos de fusão pode fornecer elementos ao próprio magma. Remete ainda para a compatibilidade de pré-concentrações sedimentares ou exalativo-sedimentares com fontes metalíferas por processos magmáticos ligados a granitos. Para além do binário metassedimentos-granito existe claro controle na distribuição de ocorrências de Sn e W segundo alinhamentos paralelos aos da estruturação varisca e de fracturação tardi-variscos (Noronha et al, 2013).

De acordo com Noronha (1988), as mineralizações de Sn e W no território nacional podem agrupar-se em distintos modos de ocorrência, nomeadamente, jazigos ligados a granitos, jazigos ligados a vulcanismo e jazigos estratiformes (em formações sedimentares e metassedimentares, sem ligação visível com magmatismo (ibid.)). Os jazigos ligados a granitos ocorrem em pegmatitos, cúpulas mineralizadas, filões, granitos com mineralização disseminada, jazigos de contato e ‘pipes’. Os jazigos ligados a vulcanismo ocorrem em filões do tipo boliviano e estratiformes em formações vulcano-sedimentares. Nos jazigos estratiformes a divisão faz-se entre skarns com scheelite, estratiformes de ferberite e estratiformes de cassiterite.

A região em estudo é conhecida e explorada desde os tempos romanos, mas adquiriu especial relevância económica durante a II Grande Guerra, sobretudo no que diz respeito ao tungsténio. A procura e exploração deste metal durante esse período foram de tal modo intensas que Portugal foi considerado, na altura, o maior produtor de volfrâmio da Europa.

Na zona de Góis – Castanheira de Pêra são conhecidas várias ocorrências de W-Sn e Au-Ag (Fig. 3.4). Em 2013 a EDM (Empresa de Desenvolvimento Mineiro, S.A.) requereu uma área de prospeção e pesquisa denominada Escádia Grande. Nesta área conhecem-se 17 ocorrências minerais que formam várias faixas metalíferas com direções predominantes, próximas de N-S e NW-SE. Próximo de Góis existem várias ocorrências de W e Sn que incluem, entre outras e para além da mineralização de Vale Pião, alvo deste estudo, as mineralizações da Senhora da Guia (W), Vale Moreiro-Casal Loureiro (W-Sn-Au-Ag), Rabadão (W), que no passado fizeram parte do Couto Mineiro de Góis. A sul das mineralizações de W e Sn predominam as ocorrências de Au-Ag, das quais se destaca a mina de Escádia Grande.

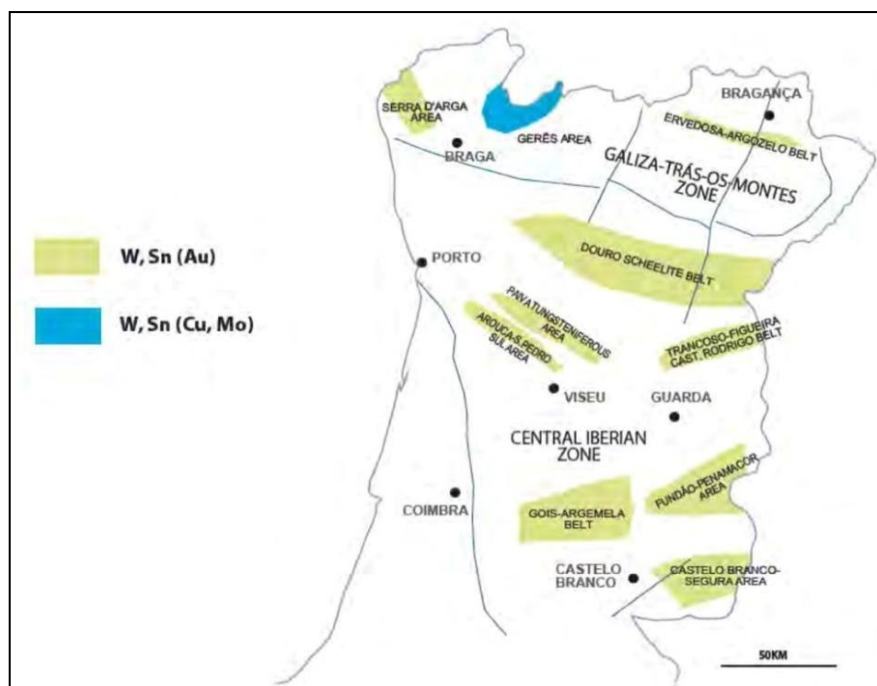


Figura 3.3 - Áreas e províncias com elevado potencial para albergar mineralizações de W, Sn e W, Sn (Cu, Mo). Imagem retirada de Martins, 2012.

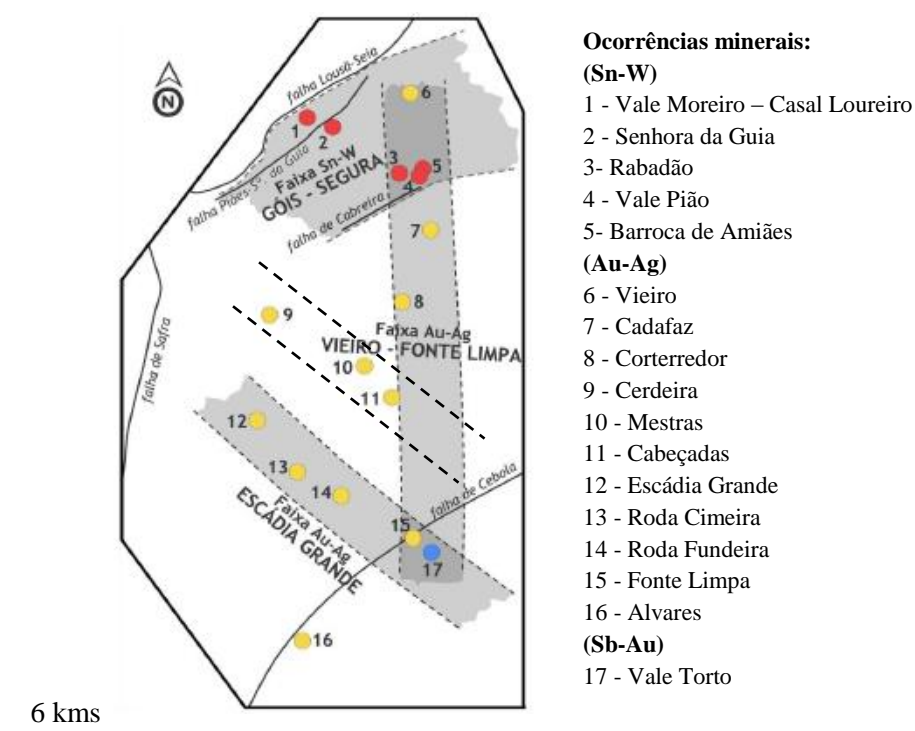


Figura 3.4 - Representação da área de prospeção e pesquisa da Escádia Grande com as faixas metalíferas na região de Góis – Castanheira de Pêra (Manuel, R., 2015) à escala 1:150.000. As ocorrências e faixas foram retiradas do SIORMINP (Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Minerais Portugueses). Foi adicionada nova possível faixa representada por limites entre linhas a tracejado e onde se inserem as ocorrências 9, 10 e 11 (Faixa Cerdeira – Cabeçadas). Tal como se observa na figura os principais alinhamentos têm as direções próximas de N-S e NW-SE.



### 3.3. Geologia Local

A geologia local caracteriza-se por uma alternância de unidades de xisto e de unidades de grauvaque, centimétricas a métricas, localmente alteradas, e em menor quantidade rochas quartzíticas e conglomerados. Trabalhos recentes (Meireles et al., 2013), definiram na zona de Góis-Arganil-Pampilhosa da Serra (Fig. 3.5), a seguinte sequência litoestratigráfica:

- Formação Colmeal
- Formação Boque-Serpins
- Formação Caneiro

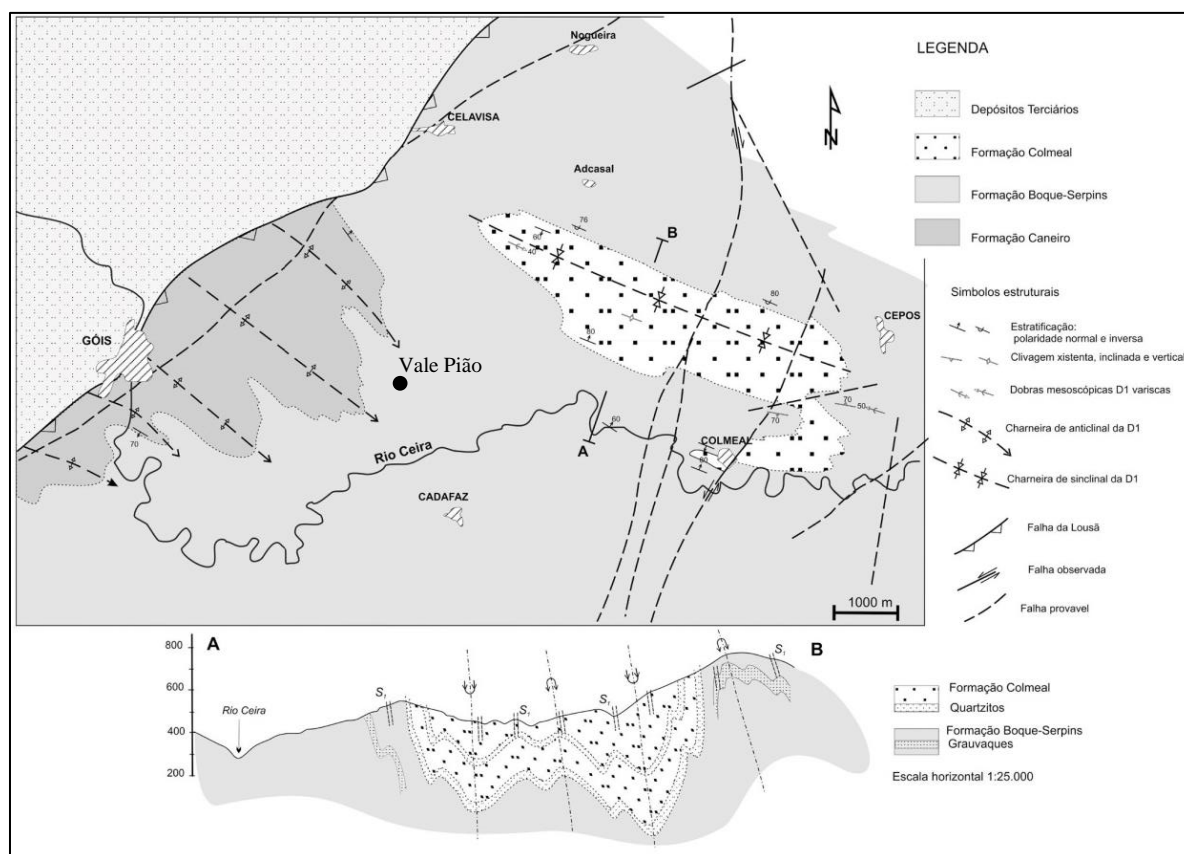


Figura 3.5 - Esboço geológico da região de Góis (Carta Militar nº 243, 1:25.000) (Meireles et al., 2013) com adição da localização da antiga mina de Vale Pião (círculo negro).

#### 3.3.1 Formação do Caneiro

A Formação do Caneiro é a unidade inferior da sequência, esta é constituída por metagrauvaques, normalmente em bancadas espessas ( $\approx 2m$ ), e níveis conglomeráticos com intercalações pelíticas (Meireles et al., 2013). Intercalados nos metagrauvaques ocorrem níveis xistentos definindo intervalos localizados e de fraca espessura (ibid.). A transição para a unidade suprajacente de Boque-Serpins é marcada por um nível guia regional, constituído por finos leitos milimétricos a centimétricos grafitosos a que se associam muitas vezes finos níveis com pirite, por vezes em cristais bem desenvolvidos (Medina et al., 1998).

#### 3.3.2 Formação de Boque-Serpins

A Formação de Boque-Serpins inclui xistos argilosos laminados, de cor cinzenta escura, com intercalações de siltitos (Medina et al., 1998; Meireles et al., 2013). Ocasionalmente ocorrem

intercalações decimétricas a métricas de grauvaque (Meireles et al., 2013). Localmente, existem níveis de conglomerados intraformacionais, heterogêneos suportados por uma matriz gresosa a siltítica (ibid.). Os clastos são de natureza quartzosa, de xisto, de grés quartzítico, chert negro e rochas ígneas meteorizadas (ibid.). O grau de rolamento dos clastos varia consoante a sua composição: os quartzosos são os mais rolados, demonstrando uma maior maturidade; os clastos de chert ou rocha ígnea são subarredondados; enquanto os de xisto são os mais imaturos sendo subangulosos (ibid.).

### 3.3.3 Formação do Colmeal

A Formação do Colmeal é a unidade mais recente das três presentes na área. O contacto com a formação anterior é marcado pela presença de barras quartzíticas (Meireles et al., 2013). Esta formação, é caracterizada pela intercalação de barras ‘quartzíticas’ e xistos argilosos (ibid.). No geral, corresponde a uma sequência de arenitos finos, cinzento claro, de matriz siliciosa e pontuados com óxidos (ibid.). Segregações de quartzo metamórfico nas bancadas mais ‘quartzíticas’ é uma característica distintiva no reconhecimento desta unidade (ibid.).

O sector de Vale Pião insere-se dentro da Formação de Boque-Serpins e é delimitado pelas falhas da S<sup>ra</sup>. da Guia-Piães (a NW) e pela falha da Cabreira (a SE), ambas de rumo NE-SW (Fig. 3.6). Estas delimitam um dos vários blocos limitados por falhas de semelhante orientação na região. Para além da mineralização que deu origem à mina de Vale Pião, ocorrem outras mineralizações de Sn e W na área (Fig. 3.6), como a de Senhora da Guia, Barroca de Amiães e Rabadão.

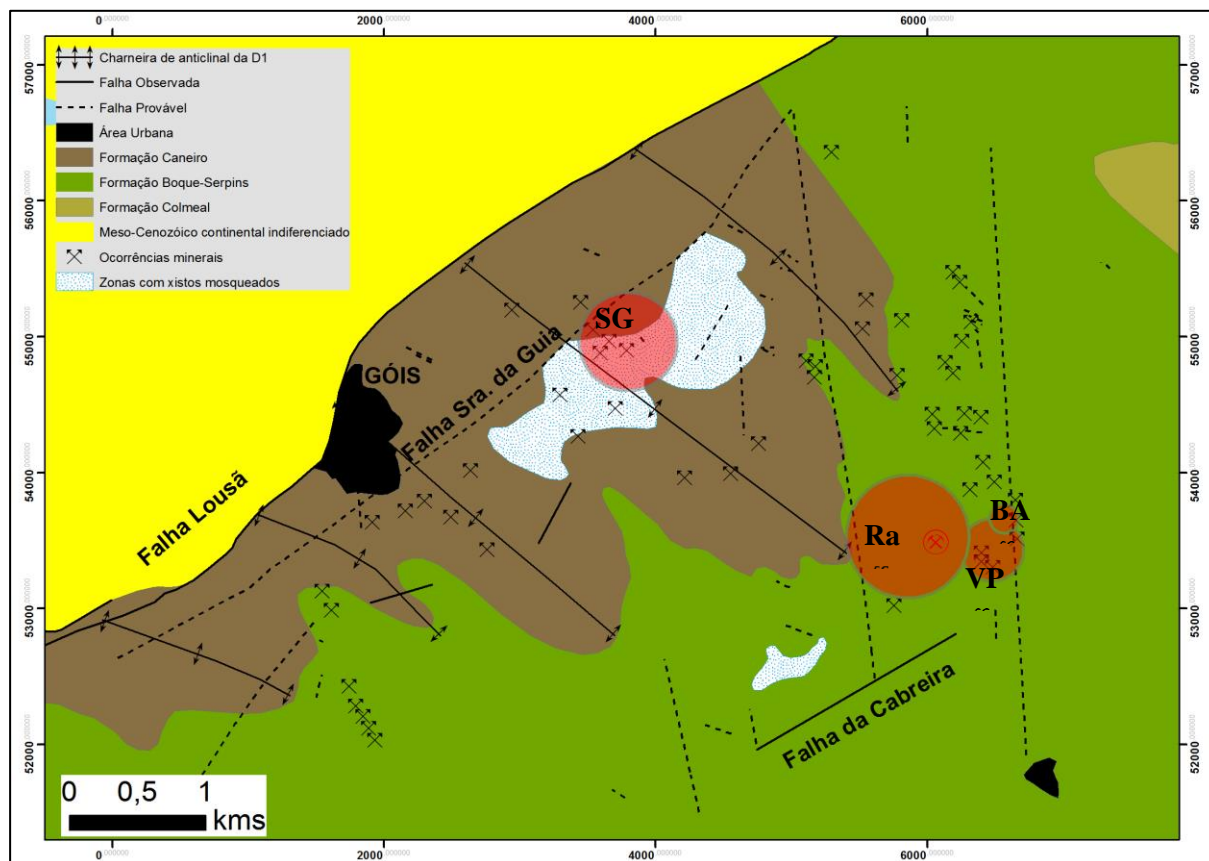


Figura 3.6 - Localização do bloco limitado pelas falhas de Sra. da Guia (-Piães) e a falha da Cabreira, ambas com rumo NE-SW. Referência a algumas das principais ocorrências (círculos vermelhos; VP – Vale Pião; SG- Senhora da Guia; Ra – Rabadão; BA – Barroca de Amiães) de W e/ou Sn na região de Góis bem como várias outras ocorrências minerais de menor importância económica. Adaptado de Meireles et al., 2013. A dimensão dos círculos não reflete a importância de cada mina mas a área que os trabalhos mineiros ocuparam e área cartografada de mais detalhe. Inclusão de zonas de metamorfismo de contato onde afloram xistos mosqueados (Adónis, 1970).

Parra (1988) admite a existência de metamorfismo de contato na zona de Vale Pião, com base na presença generalizada de grauvaques com grãos de quartzo e feldspato de aspeto quartzítico, muito diferente do que ocorre na zona de S<sup>ra</sup>. da Guia onde afloram xistos mosqueados (Fig. 3.6).

A mina de S<sup>ra</sup>. da Guia foi das mais importantes do couto mineiro de Góis para exploração de W. Esta mina foi explorada intermitentemente entre os anos 1947 a 1972 e foi desenvolvida ao longo de 8 pisos de direção NW-SE, atingindo uma profundidade de 126 m ao longo de uma extensão, de cerca de 600 m. Os xistos mosqueados, inicialmente reconhecidos pelo geólogo Miguel Lopes Adónis no começo da década de 70 do século XX, estendem-se ao longo de uma faixa de orientação NE-SW com mais de 2 km e cerca de 800 m de largura, cujo limite NW é definido pela falha de Senhora da Guia-Piães. O mesmo geólogo identificou uma outra mancha, mais estreita, de xistos mosqueados situada perto da localidade de Cabreira (Fig. 3.6). Na zona de estudo não afloram xistos mosqueados mas observam-se, para além dos metagrauvaques de aspeto quartzítico, xistos siliciosos com recristalização mais ou menos intensa do quartzo, sugerindo metamorfismo de contato relacionado com a presença de uma possível cúpula granítica não aflorante. O alinhamento NW-SE entre Senhora da Guia e Cabreira, onde afloram os xistos mosqueados, pode estar relacionado com um anticlinal a maior escala que poderá ter facilitado a ascensão do magma granítico responsável pela mineralização de todo o couto mineiro (Adónis, 1970).

#### **4. A mina de Vale Pião**

##### **4.1. Contexto histórico**

O couto mineiro de Góis foi fundado em 1957 por Stanley Mitchell, engenheiro de minas inglês, que começou por trabalhar nas minas da Panasqueira. Stanley Mitchell foi o grande responsável pela exploração de W na região e pelo desenvolvimento da vila de Góis nas décadas de 30 a 50 do século XX. No período de maior atividade o couto mineiro foi composto por dezoito concessões (Fig. 4.1), quando inicialmente era constituído apenas por 8 concessões. Além do W explorava-se também Sn e Au, este último com menor relevância. A mina de Vale Pião insere-se na concessão com o mesmo nome e com o n.º de cadastro 1692, tendo sido outorgada em 1929.

Depois de Stanley Mitchell (cessionário de 1929 a 1957), a mina de Vale Pião foi outorgada à sua esposa, Francisca Mitchell (cessionária de 1957 a 1967) e por fim à Cofena – Companhia de Ferro Nacional – a partir de 1968. A prospeção e pesquisa em Vale Pião tiveram início em 1946 e decorreu, intermitentemente, até 1969. Só na década de 80, em 1984, o SFM retomou trabalhos na região de Góis, com o objetivo de valorizar os seus recursos (nomeadamente o W e Sn) e realizar a sua inventariação detalhada. Este projeto consistiu em trabalhos de prospeção e pesquisa através de métodos geológicos, geofísicos e geoquímicos.

Durante o início dos trabalhos realizados pelo SFM constatou-se que a jazida de Vale Pião constituía um dos depósitos minerais mais promissores do antigo couto mineiro, para tungsténio e para estanho. A área de Vale Pião, foi alvo de vários trabalhos dos quais constam sanjas, pequenos desmontes e trabalhos superficiais, e também amostragem em canal à superfície e em galerias com a realização de mais de uma centena de roços. Entre 1985 e 1988, foram realizadas várias campanhas de sondagens, tendo sido, no total, concretizadas 25 sondagens (S1 a S19 e W1 a W6) cujas metragens totalizam cerca de 3200 m.

A antiga mina desenvolveu-se ao longo de 15 galerias, incluindo trabalhos mais superficiais e mais profundos que atingiram uma profundidade de cerca de 100 metros.



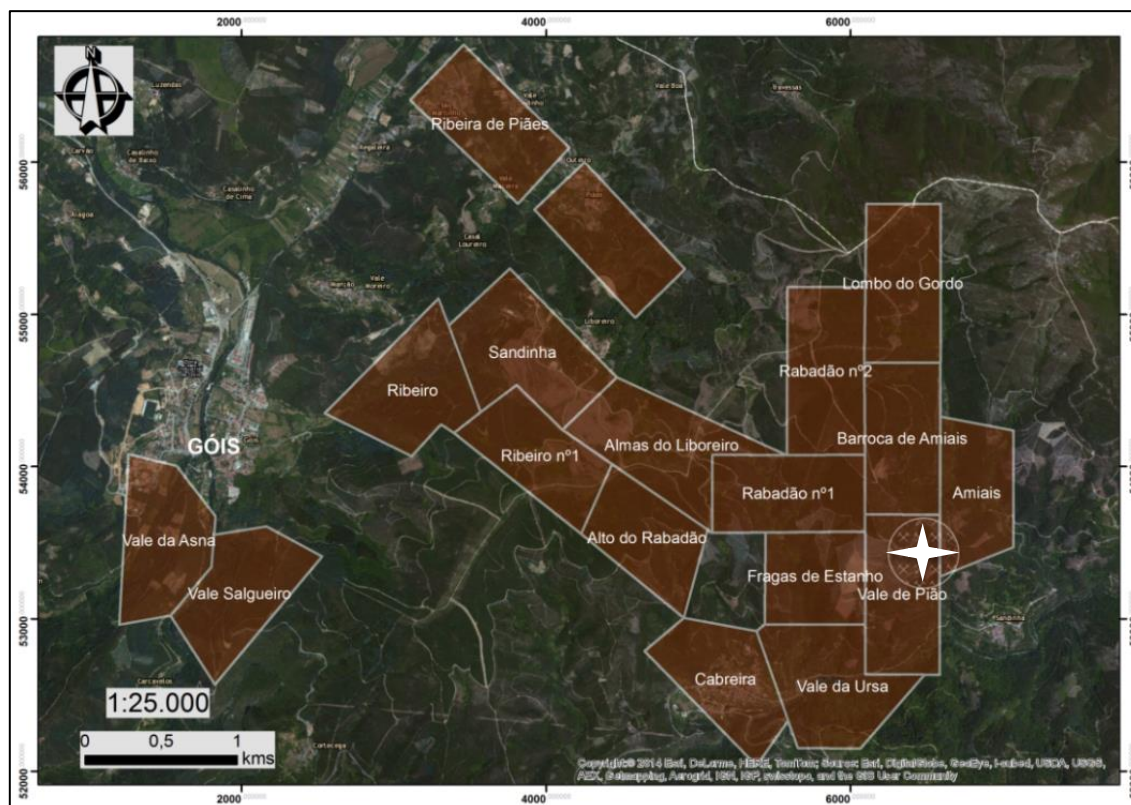


Figura 4.1 - Couto mineiro de Góis e suas concessões mineiras com localização da antiga mina de Vale Pião (adaptado de Parra, 1988).

Os primeiros trabalhos tiveram início na zona norte, onde se desenvolveram as galerias 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7. Estes foram trabalhos subsuperficiais e de pequena relevância, desenvolveram-se ao longo de uma direção aproximadamente NW-SE. As galerias 8, 9, 10, 11, 12 e 12 A, correspondem aos trabalhos principais totalizando cerca de 650 metros, em galerias de flanco de encosta que se estendem por uma área de 200x90 metros. Correspondem aos trabalhos mais profundos e localizam-se na zona sudoeste da mina, igualmente de direção NW-SE. Aqui, foram cartografadas as principais estruturas mineralizadas tal como se pode observar na figura 4.2. A corta principal encontra-se na proximidade das galerias 9 e 12. Além das galerias mencionadas foram desenvolvidas a leste das galerias principais, as galerias, 12 B e 12 C, de direção NNE-SSW e NW-SE, respectivamente. Inicialmente foram explorados, quase por exclusivo, os filões de quartzo mineralizados em estanho e tungsténio e só mais tarde as brechas com similar mineralização.

Parra (1988) considerou as brechas como contendo o grosso da mineralização da antiga mina, admitindo o desconhecimento dos limites das mesmas e o seu possível prolongamento lateral e em profundidade.

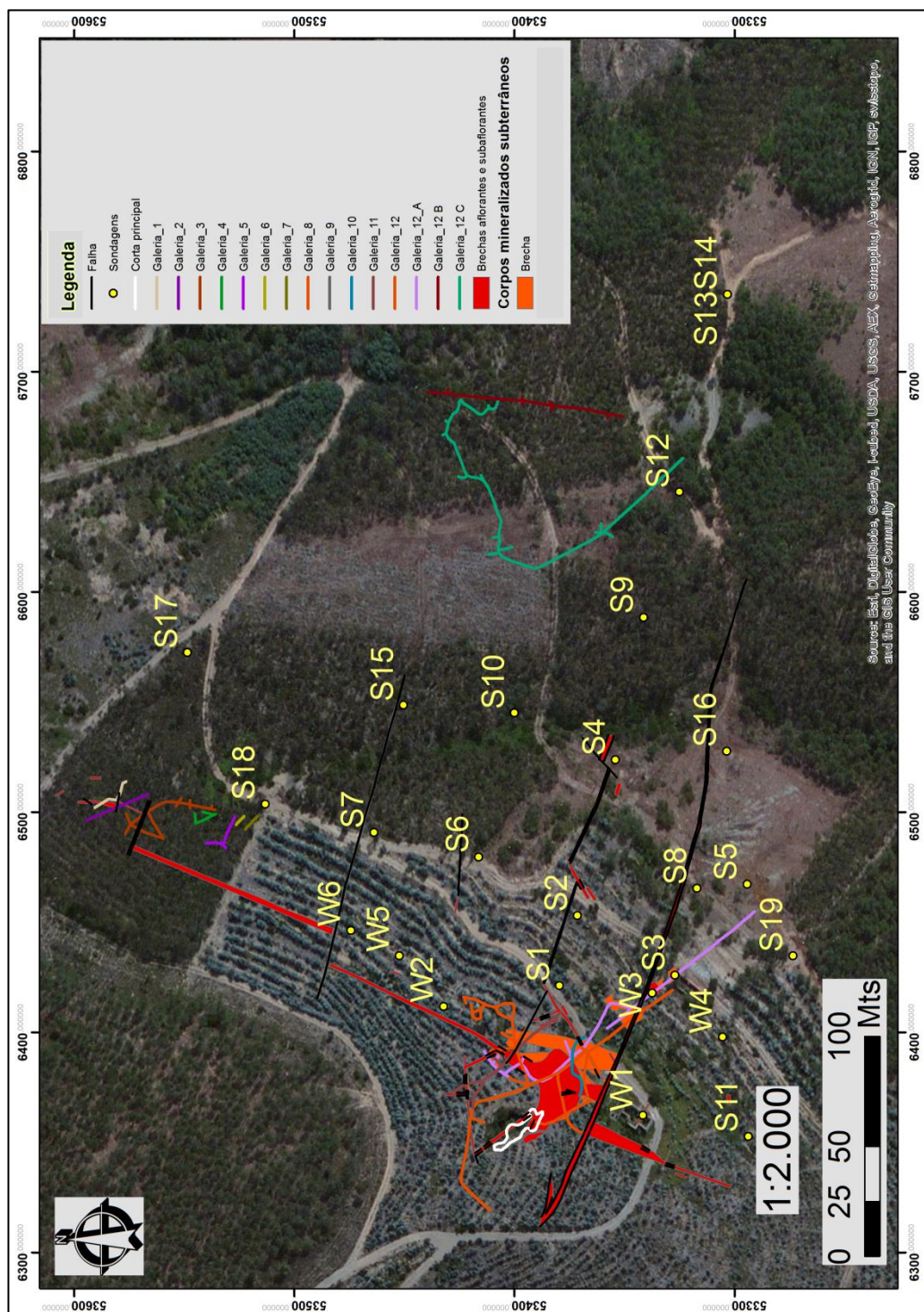


Figura 4.2 - Mina de Vale Pião (galerias), incluindo localização de sondagens mecânicas e estruturas mineralizadas, aflorantes e reconhecidas em trabalhos subterrâneos (adaptado de vários trabalhos antigos realizados na área pelo SFM).

#### 4.2. Produção histórica

Uma descrição detalhada dos valores de produção da antiga mina de Vale Pião não será possível de apresentar. Este fato deve-se à informação histórica se referir à união de produção de minério proveniente de várias concessões, à existência de muitos trabalhos exploratórios artesanais não contabilizados e também a dúvidas sobre a origem exata do minério extraído e tratado na lavaria. No entanto, existem valores reportados que serão aqui apresentados (Tabela 4.1) e aos quais estará associado uma margem de erro não determinada.

Tabela 4.1 - Quadro representativo da produção de estanho e tungstênio em vários contextos mineralizantes, em várias concessões integradas no Couto Mineiro de Góis. A produção, intermitente, é relativa ao período que medeia os anos de 1946 e 1968 (Parra, 1988).

Ano Produção	Concessão/ Concessões	Tipos de Jazigo	Tonelagem Minério Bruto	Concentrado Cassiterite e Wolframite em Kg	Teores Exploração em %
1946	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	-	6537 com 65% de Sn e 231 com 65% de WO <sub>3</sub>	-
1947	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	-	1521 com 65% de Sn e 3789 com 65% de WO <sub>3</sub>	-
1948	<b>Vale Pião</b>	Filão quartzoso e brecha	127	890 com 65% de Sn e 1150 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,42 em Sn e 0,59 em WO <sub>3</sub>
1954	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	2095	9300 com 65% de Sn e 22200 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,29 em Sn e 0,69 em WO <sub>3</sub>
1955	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	1510	7070 com 65% de Sn e 17090 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,3 em Sn e 0,74 em WO <sub>3</sub>
1956	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	1655	11290 com 65% de Sn e 15190 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,44 em Sn e 0,6 em WO <sub>3</sub>
1957	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	856	8270 com 65% de Sn e 5426 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,63 em Sn e 0,35 em WO <sub>3</sub>
1958	Sandinha, <b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	267	3840 com 65% de Sn e 432 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,93 em Sn e 0,11 em WO <sub>3</sub>
1960	<b>Vale Pião</b> e Barroca de Amiães	Filão quartzoso	265,2	4068 com 65% de Sn e 172 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,1 em Sn e 0,04 em WO <sub>3</sub>
1962	<b>Vale Pião</b>	Filão quartzoso e brecha	419	4542 com 65% de Sn e 2162 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,78 em Sn e 0,34 em WO <sub>3</sub>
1963	<b>Vale Pião</b>	Brecha	492	4278 com 65% de Sn e 3594 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,57 em Sn e 0,47 em WO <sub>3</sub>
1964	<b>Vale Pião</b>	Brecha	348	3522 com 65% de Sn e 3000 com 65% de WO <sub>3</sub>	0,66 em Sn e 0,56 em WO <sub>3</sub>
1965	<b>Vale Pião</b>	Brecha	272	2292 com 71,2% de Sn e 2060 com 67,3% de WO <sub>3</sub>	0,6 em Sn e 0,51 em WO <sub>3</sub>
1966	<b>Vale Pião</b>	Filão quartzoso e brecha	371	2949 com 68,5% de Sn e 2987 com 64% de WO <sub>3</sub>	0,54 em Sn e 0,52 em WO <sub>3</sub>
1967	<b>Vale Pião</b>	Filão quartzoso e brecha	213	2497 com 71,4% de Sn e 911 com 64,5% de WO <sub>3</sub>	0,84 em Sn e 0,28 em WO <sub>3</sub>
1968	<b>Vale Pião</b>	Brecha	270	337 com 66,8% de Sn e 287,5 com 66,3% de WO <sub>3</sub>	0,09 em Sn e 0,07 em WO <sub>3</sub>

De referir que a concessão de Sandinha é onde se insere a antiga mina de Senhora da Guia e que Barroca de Amiães é uma ocorrência mineira a norte de Vale Pião.

Ao longo da exploração o minério provinha de diferentes setores da mina, quer dos filões, quer das brechas, verificando-se que:

- Em 1962, o minério foi extraído da brecha principal, chaminé que liga as galerias 10 e 12, brecha da corta entre as galerias 10 e 12 e filões de quartzo subhorizontais que intersectam as brechas anteriores.
- De 1963 a 1965, procedeu-se ao tratamento de minério proveniente da chaminé que liga as galerias 10 e 12 e se prolonga para debaixo da galeria 12 ao longo de 47 metros.
- Em 1966 e 1967, filões e brechas foram explorados na galeria 9.
- Em 1968, o minério proveio da galeria 12A, mais especificamente de uma das brechas principais e secundária.

Após múltiplos trabalhos de reconhecimento a várias escalas quer à superfície ou em profundidade, nos quais se inclui, sanjas, sondagens e informações de trabalhos mineiros antigos como



chaminés, poços, pequenos desmontes e galerias, foi realizado pelo SFM (1988) um cálculo de reservas. Recursos indicados e medidos totalizam cerca de 490.000 toneladas de minério com teor médio de 0,2 % em Sn e 0,16% em W.

### 4.3. Mineralização

Segundo Parra (1988) a jazida de Vale Pião é composta por 3 fases de mineralização principais. A primeira é constituída por brechas, veios de quartzo anastomosados do tipo *stockwork* e ainda filões de quartzo subverticais. A segunda fase é caracterizada por retrabalhamento das brechas de primeira fase, com geração de novas brechas e de uma nova fase de filões quartzosos subverticais. Por fim instalam-se filões de quartzo com inclinação perto da horizontal.

O mesmo autor menciona que os filões de quartzo mineralizados em cassiterite, cassiterite e volframite ou apenas volframite, têm direções entre N50°W a N75°W e  $\approx$ E-W, com pendores entre 70° a 85°. As brechas, com idêntica mineralização, possuem formato lenticular e são contíguas a um sistema de veios do tipo *stockwork*, ao longo de estruturas frágeis de direções NNE-SSW a NE-SW e WNW-ESE a NW-SE. A outra geração de filões de quartzo mineralizados, mais recentes, de direção aproximada N-S, inclina 5° a 15° para W, e cortam os filões e as brechas previamente descritos. Parra (1988) dividiu as brechas em principais e secundárias, considerando as primeiras, de direção entre N20-25°E, 60-80°SE e N50°E, 60-80°SE, como as mais precoces, e as de direção N0-35°W, N65-80°W, N55-60°E e N80-90°E, com pendores entre 50-80° como secundárias já que cortam as principais. A interseção das brechas faz-se por meio de falhas N60-70°W, 65-85°NNE, que mais tarde sofreram reabertura e possibilitaram a formação de novas brechas secundárias.

No presente trabalho foi identificado um aplito mineralizado em cassiterite, volframite e scheelite, identificando-se também a rara ocorrência de electrum. Esta estrutura é singular nas sondagens S4, S9, S12 e S13 e constitui um modo de mineralização particular neste jazigo, diferente dos já referidos filões de quartzo e brechas.

Cada uma destas fases caracteriza-se por uma mineralogia diversa. A mineralização associada às brechas é, segundo Parra (1988), dominada por volframite e cassiterite com presença de vários sulfuretos em percentagens variáveis, nomeadamente, pirite, esfalerite, calcopirite, arsenopirite. A pirite e a esfalerite são os sulfuretos principais. Nos escassos estudos existentes (Vairinho, 1984 e Vairinho, 1986), baseados num reduzido número de amostras, a arsenopirite, acompanhada por quartzo, é considerada a fase mais precoce. A cassiterite ter-se-á formado depois e antes de uma nova geração de quartzo, acompanhada de volframite. Ocorre posteriormente uma fase sulfuretada com deposição de arsenopirite, pirrotite, calcopirite e pirite. Tardamente depositam-se carbonatos (siderite, anquerite e calcite) e uma nova fase de pirite, marcassite e pirrotite.

A alteração hidrotermal é evidenciada tanto nas fronteiras das brechas como em alguns dos seus fragmentos, e consiste geralmente em turmalinização e/ou moscovitização e/ou piritização. Da restante bibliografia constam escassas descrições de amostras de minério pertencentes à mina e outras da geologia mais regional, mas que podem fornecer alguns dados importantes. Destes estudos salientam-se:

- Vairinho, M. M., 1984, Relatório do estudo minerográfico de 3 amostras da mina de Vale Pião (Projecto de Góis, 1984);
- Vairinho, M. M., 1984, Relatório do estudo petrográfico de 6 amostras de rochas da carta 243 (Projecto de Góis, 1984);
- Boletim com estudo microscópico da amostra 100 MM pertencente à galeria 12 A (1985);
- Vairinho, M. M., 1986, Relatório do estudo petrográfico de amostras da sondagem S1 de Vale Pião, Góis;

Destes relatórios, ficam aqui relatadas algumas das descrições mais relevantes:

- Em amostras de minério foram identificados, por ordem decrescente de frequência de observação, os seguintes minerais: pirite, esfalerite, pirrotite, calcopirite, magnetite, volframite, estanita, arsenopirite, marcassite, bismuto nativo e bismutinite.

- Uma amostragem das unidades geológicas regionais que incluiu xistos argilosos, filitos mosqueados e metagrauvaques revelou que a mineralogia essencial corresponde a quartzo, micas, clorite, turmalina, carbonatos, acompanhados por sulfuretos de ferro com maior ou menor grau de alteração.

- 16 amostras da sondagem S1 foram colhidas para efetuar uma classificação petrográfica. As litologias intersectadas foram classificadas como metagrauvaques, metaquartzovaques e filitos grafitosos. Nestas foi possível observar alteração hidrotermal mais ou menos intensa com cloritização, moscovitização, sericitização, turmalinização, feldspatização e silicificação. A foliação (S1) é muitas vezes marcada por pirrotite, ilmenite, rútilo, material grafitoso e (hidr)óxidos de Fe, minerais pré ou sin deformação. A ocorrência de sulfuretos dá-se quer no encaixante, quer em veios.

O presente estudo revelou novos dados mineralógicos relativamente às mesmas estruturas brechóides e filonianas como nos capítulos subsequentes se descreve. Salienta-se desde já a frequente ocorrência de scheelite (identificada em 24 das 56 amostras estudadas) e a presença de electrum.

## 5. Amostragem e Metodologias

A colheita das amostras teve lugar na litoteca do LNEG em São Mamede de Infesta. A amostragem foi realizada em 4 sondagens - S4, S9, S12 e S13 (Fig. 5.1 e Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Quadro resumo das sondagens S4, S9, S12 e S13.

Sondagem	Coordenadas (ETRS 1989 TM06)		Comprimento (m)	Direção	Inclinação
	X	Y			
S4	6523,9	53353,9	149.87	N78°W	50° W
S9	6588,6	53341,3	200.89	N78°W	60° W
S12	6645,6	53324,9	206.25	N78°W	60° W
S13	6735,3	53303,2	315.27	N78°W	70° W

A escolha destas sondagens e dos respetivos intervalos amostrados, para o presente estudo, teve por base a análise de dados bibliográficos resultando na definição de critérios de seleção tais como: amostragens antigas com teores elevados em W e/ou Sn, ocorrências de filões e brechas, maior quantidade e dimensão de intervalos mineralizados em W e Sn e observação de fenómenos de alteração hidrotermal com possível associação à mineralização. A sondagem S4 localiza-se perto de uma falha de orientação WNW (Fig. 5.1) e as restantes sondagens, S9, S12 e S13 encontram-se no mesmo alinhamento no que pode ser um possível prolongamento da referida falha (Fig. 5.1).

Após coligir e combinar informação histórica à informação recolhida aquando da observação das 4 sondagens e *re-logging* das sondagens S4 e S9 (ficheiro *excel* em anexo), procedeu-se a uma amostragem procurando assegurar a melhor representatividade possível dos aspetos associados aos diversos estilos de mineralização de W e Sn descritos na bibliografia, e que foram comprovados durante o novo *logging*. O *logging* da sondagem S9 não foi concluído devido a constrangimentos temporais. Foram selecionadas 56 amostras, sendo destas, 28 amostras da sondagem S4, 17 amostras da sondagem S9, 10 amostras da sondagem S12 e uma amostra da sondagem S13 (Tabela 5.1).

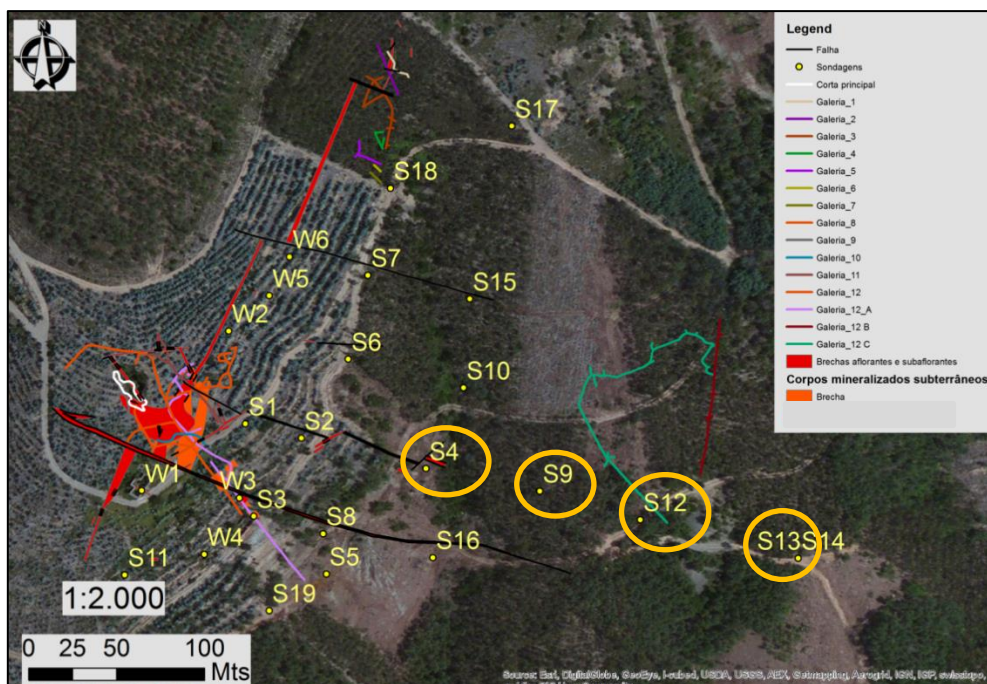


Figura 5.1 - Localização das sondagens amostradas (S4, S9, S12 e S13).

Deste modo será possível compreender o desenvolvimento em profundidade e em extensão das estruturas mineralizadas que ocorrem naquela zona da antiga mina de Vale Pião. Mais informação a respeito da amostragem pode ser encontrada no anexo 1.

Tabela 5.2 - Amostragem realizada nas sondagens S4, S9, S12 e S13.

	Sondagem S4	Sondagem S9	Sondagem S12	Sondagem S13
<b>Amostra</b>	S4-S.S25	S9-30.58	S12-49.25	S13-36.5
	S4-22.86	S9-51.50	S12-66.30	
	S4-24.63	S9-53.43	S12-100.33	
	S4-40.00	S9-56.77	S12-179.92	
	S4-41.01	S9-77.82	S12-180.29	
	S4-46.45	S9-96.40	S12-180.74	
	S4-54.70	S9-129.67	S12-181.73	
	S4-55.42	S9-130.40	S12-182.39	
	S4-61.03	S9-131.35	S12-182.60	
	S4-66.30	S9-132.00	S12-183.70	
	S4-70.33	S9-132.83		
	S4-71.37	S9-133.65		
	S4-72.70	S9-134.10		
	S4-74.02	S9-134.88		
	S4-74.85	S9-135.23		
	S4-75.15	S9-136.63		
	S4-75.38	S9-138.72		
	S4-77.02			
	S4-77.42			
	S4-79.72			
	S4-80.40			
	S4-83.20			
	S4-84.32			
	S4-88.36			
	S4-99.25			
	S4-101.63			
	S4-102.84			
	S4-146.62			

A análise petrográfica, macro e microscópica, das 56 amostras selecionadas das sondagens, permitiu a identificação mineralógica e observação e caracterização de vários aspectos nomeadamente texturas (encaixante e estruturas mineralizadas), alteração hidrotermal (se presente) e estruturas mineralizadas (filões de quartzo, brechas, entre outros).

A análise macroscópica, efetuada à vista desarmada e à lupa (10x), foi complementada com a observação sob luz ultravioleta (onda curta - 254nm) com auxílio do Mineralight (Fig. 5.2), de modo a identificar a possível presença de scheelite.

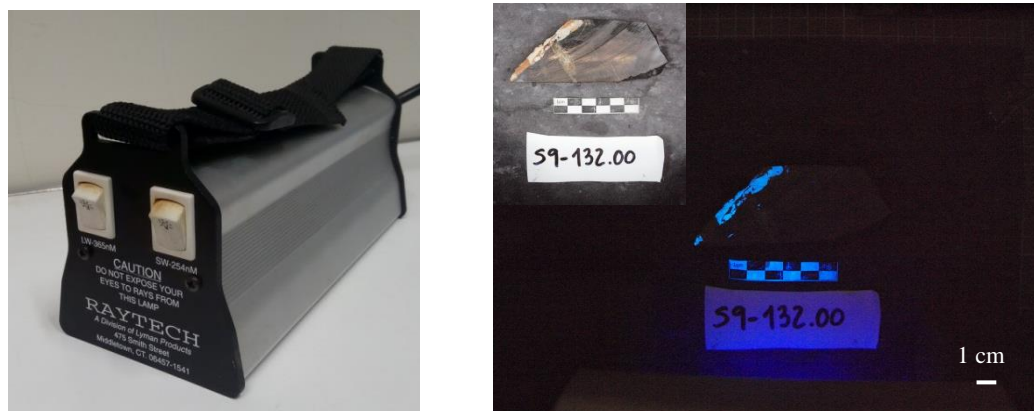


Figura 5.2 - Mineralight Raytech (Modelo LS-7CB, 2 lâmpadas independentes com onda curta /onda longa (254/365 nm), 4 volts). Exemplo de uma porção da amostra S9-132.00 com um veio mineralizado em scheelite.

Esta identificação mostrou-se positiva para 24 amostras (de um total de 56). Com base na análise macroscópica foram selecionadas 24 amostras das quais se efetuaram 39 lâminas delgadas polidas (tabela 5.2).

Tabela 5.3 - Amostragem selecionada das sondagens S4, S9 e S12 para observação microscópica. (L-Lâmina).

Sondagem S4		Sondagem S9		Sondagem S12	
Amostra	Subamostra	Amostra	Subamostra	Amostra	Subamostra
S4-40.00	L1	S9-30.58		S12-180.29	L1
	L2	S9-56.77			L2
S4-66.30		S9-77.82		S12-180.74	L1
S4-71.37	L1	S9-96.40	L1		L2
	L2		L2		L3
S4-72.70		S9-132.00	L1	S12-182.39	
S4-74.02			L2	S12-182.60	
S4-75.38	L1	S9-133.65	L1	S12-183.70	L1
	L2		L2		L2
	L3	S9-134.88			L3
S4-79.72		S9-135.23			L4
S4-80.40	L1	S9-136.63			
	L2				
S4-99.25	L1				
	L2				
S4-101.63					

Devido à elevada diversidade de minerais transparentes e opacos foi utilizado na análise microscópica um microscópio combinado de luz transmitida e refletida (modelo Olympus bx60).

De modo a complementar a análise petrográfica foram efetuadas análises de química mineral em 16 lâminas delgadas polidas com microsonda eletrônica, que incidiram sobre uma série de fases minerais chave (Tabela 5.3), cuja variabilidade composicional poderá ajudar a interpretar os processos metalogenéticos e fenômenos de alteração hidrotermal presentes.

Tabela 5.4 - Minerais analisados na microsonda eletrônica (MSE).

Silicatos	Sulfuretos	Óxidos/Tungstatos	Fosfatos	Carbonatos	Outros
Moscovite	Pirite	Volframite	Apatite	Siderite	Fluorite
Biotite	Marcassite	Cassiterite	Monazite	Carbonatos Fe-Mg	Electrum
Clorite	Pirrotite	Scheelite			Fases de Bismuto (Te, Au)
Turmalina	Calcopirite	Rútilo			Maldonite
Feldspato	Arsenopirite				
Esfena	Esfalerite				
Clinozoisite	Estanite				
	Galena				
	Bismutinite				

Foram analisadas (química de rocha total) 54 amostras pela técnica de fluorescência de raios-X (FRX), de modo a caracterizar cada um dos estilos de mineralização e seus encaixantes e os elementos químicos a eles associados. Este tipo de análise permite não só complementar a informação mineralógica de modo a melhor caracterizar os processos metalogenéticos, mas também avaliar o potencial económico do jazigo para W e Sn, e em Cu, Zn e Ag como subprodutos. Embora tenham sido identificadas várias fases portadoras de Au (Tabela 5.3), por limitações orçamentais não foram efetuadas análises de rocha total para este elemento, e.g. análise por ativação neutrónica.

## 6. Análise petrográfica

Com base na observação macroscópica das 56 amostras de sondagem inseridas neste estudo conseguem-se distinguir claramente 3 tipos de estruturas mineralizadas: filões de quartzo, brechas e aplito. À vista desarmada a observação quer da volframite, quer da cassiterite, é bastante difícil devido à sua muito reduzida dimensão. Observam-se, igualmente, várias famílias de filões de quartzo cuja direção e inclinação não será abordada devido à impossibilidade de orientação dos testemunhos. Foi observado um aplito constituído essencialmente por quartzo e feldspato e brechas que provavelmente foram originadas por fracturação hidráulica das rochas encaixantes metassedimentares. Existem ainda filonetes tardios de quartzo e sulfuretos que cortam os 3 tipos de estruturas.

Tabela 6.1 - Amostras selecionadas para observação microscópica e sua categorização (o símbolo \* corresponde a amostras que incluem mais do que uma categoria). As amostras não selecionadas para observação microscópica foram igualmente categorizadas na tabela 2.1 do anexo 2.

Filões de quartzo	Aplito	Brecha	Encaixante com sulfuretos disseminados
S4-40.00 (L1+L2)	S9-96.40 (L1+L2)	S4-74.02	S4-72.70
S4-66.30		S4-75.38 (L1+L2+L3)*	S4-77.42*
S4-71.37 (L1+L2)		S9-77.82*	S4-79.72*
S4-75.38 (L1+L2+L3)*		S9-132.00 (L1+L2)*	S4-80.40 (L1+L2)*
S4-77.42*		S9-133.65 (L1+L2)	S4-99.25 (L1+L2)
S4-79.72*		S9-134.88	S4-101.63
S4-80.40 (L1+L2)*		S9-135.23	S9-30.58
S9-56.77		S9-136.63	
S9-77.82*		S12-180.29 (L1+L2)	
S9-132.00 (L1+L2)*		S12-180.74 (L1+L2+L3)	
		S12-182.39	
		S12-182.60	
		S12-183.70 (L1+L2+L3+L4)	



Algumas amostras mostram mais que um episódio mineralizante, isto é, sobreposição de eventos que podem ter levado ao enriquecimento e (re)concentração de metais existentes ou à introdução de novos metais. Tendo em conta a mineralogia, estilo de mineralização e alteração hidrotermal presente podem agrupar-se as amostras, de modo a simplificar a sua categorização (Tabela 6.1). Além das estruturas mineralizadas foram selecionadas várias amostras da rocha encaixante (xisto e grauvaque) que apresentam aspetos particulares, nomeadamente a presença de sulfuretos.

### 6.1. Encaixante

Após observação macro e microscópica, constatou-se que as rochas que servem de encaixante às mineralizações correspondem a intercalações de xisto negro a cinzento e grauvaque normalmente cinzento. O xisto é essencialmente constituído por moscovite  $\pm$  biotite, quartzo, sulfuretos e minerais acessórios como rútilo, material grafitoso, turmalina, clorite, carbonatos, zircão, fosfatos, esfena e ilmenite. No grauvaque predomina quartzo e moscovite e ocorrem igualmente sulfuretos. É na fácies xistenta que se podem, mais facilmente, observar evidências a diferentes escalas do tectonismo a que foi sujeito a área de Vale Pião. No xisto, principalmente quando este é de cor negra, existem minerais que podem ser contemporâneos ou anteriores ao dobramento regional (ver enquadramento geológico), observando-se alinhamentos segundo direções preferenciais mais ou menos bem definidas. O rútilo e material grafitoso refletem a foliação (S1) mas a ilmenite, arsenopirite, pirite\*, pirrotite\* também o podem demonstrar. Em algumas lâminas consegue-se observar clivagem de crenulação (S2) através do rútilo, como se pode ver na figura 6.1. Em várias amostras observa-se movimentação milimétrica de falhas, vergência e figuras sigmóides, que são resultado do tectonismo a pequena escala (Figuras 6.1, 6.2 e 6.3).

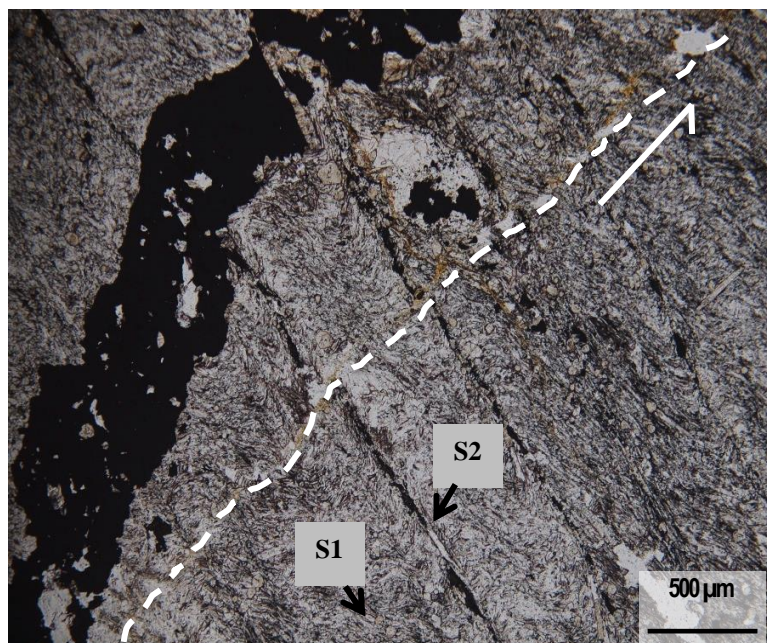


Figura 6.1 - Observação da xistosidade (S1) e de planos de crenulação (S2) em xisto negro (MLT, luz simplesmente polarizada). Existe igualmente ligeiro movimento segundo uma fratura perpendicular à xistosidade, representada a tracejado (Lâmina S4-101.63).

O encaixante mais comum corresponde a um xisto negro com conteúdo significativo de material grafitoso e matéria orgânica, mais notório na fronteira xisto-filão, onde existe claro enriquecimento que muitas vezes se faz acompanhar por arsenopirite euédrica. A sulfuretização é um fenómeno pervasivo, dominado por pirite e/ou pirrotite em percentagens variáveis, secundado localmente por arsenopirite e mais raramente calcopirite e esfalerite. A pirite apresenta-se quer em cristais

porfiroblásticos de forma cúbica, cujas dimensões são muito variáveis mas que podem atingir 2 cm, quer em filonetes mais tardios, tanto no xisto como no grauvaque (figura 6.3). A pirrotite ocorre disseminada por vezes pseudomorfisando os cubos de pirite o que poderá corresponder a diferenças espaciotemporais na  $fO_2$  e  $fS_2$ . Os cristais cúbicos, principalmente os pseudomorfisados por pirrotite, apresentam muitas vezes estruturas do tipo sigma, cujas caudas são preenchidas maioritariamente por carbonatos.

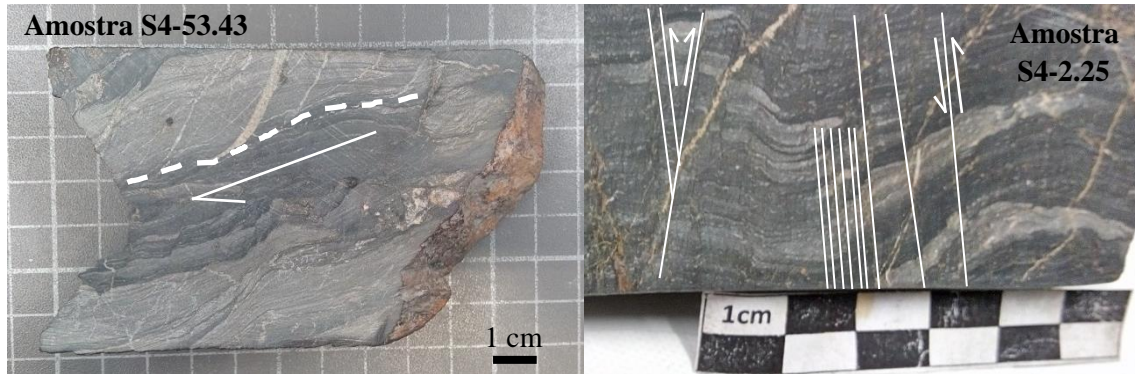


Figura 6.2 - Amostras S4-53.43 e S4-2.25 onde se pode observar arraste evidenciado por veios de quartzo encaixados em grauvaque cinzento e presença de múltiplas falhas com deslocamentos na ordem dos milímetros, em unidades de xisto dobradas, respectivamente. As falhas têm similar inclinação e movimento provavelmente pertencendo á mesma família.

Fenómenos como cloritização e silicificação podem ocorrer tanto no encaixante, como nos filões ou brechas. A intensidade de ambos é variável, sendo mais preponderante perto do contacto entre as estruturas e o metassedimento.

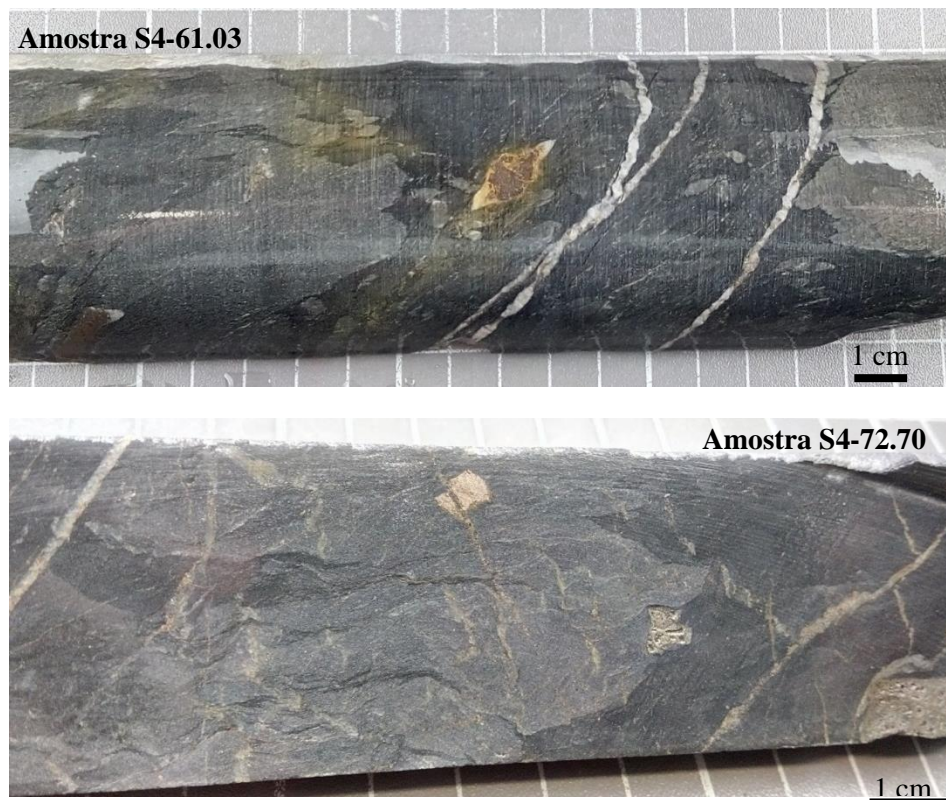


Figura 6.3 - Amostras S4-61.03 (cima) e S4-72.70 (baixo) onde se podem observar cristais de pirite e pirrotite em xisto negro e grauvaque, respectivamente. Na figura de cima observa-se pirrotite subeuédrica que resultou da pseudomorfose de pirite cúbica, observa-se um sigma onde as caudas são preenchidas por carbonatos. Em baixo observa-se um cristal de pirite, em grauvaque, cortado por um veio de sulfuretos.



A granularidade dos minerais (silicatos e sulfuretos) nos veios e brechas é superior à das mesmas fases quando estas ocorrem no encaixante, sendo mais significativo no caso da biotite. A biotite aparece na proximidade de sulfuretos e aparenta, por vezes, ser posterior à moscovite. A sua presença em filões ou nas brechas é mais frequente quando comparando com a ocorrência nas rochas encaixantes.

## 6.2. Mineralização

### 6.2.1. Filões de quartzo

A discriminação em filões de quartzo, aplitos e brechas já foi abordado acima. No entanto, é possível subdividir os filões de quartzo em categorias de acordo com alguns parâmetros, nomeadamente presença/ausência de salbanda micácea, dobramento, alteração hidrotermal, mineralização em Sn-W (qual o metal predominante), presença/ausência de fases minerais de Au-Ag, tipos de quartzo presentes, veios isolados ou enxames de veios, possança dos veios e sobreposição ou não de eventos genéticos. Das 56 amostras estudadas, 30 contêm ou representam parte de filões de quartzo, mas apenas foram estudadas 11 LDP de 7 amostras. Estes filões são maioritariamente de quartzo e micas com alteração hidrotermal presente, nomeadamente turmalinização e cloritização. Com base na observação das amostras de mão foi possível identificar scheelite nas amostras S9-132.00 e S4-77.42. Nas restantes, a volframite e cassiterite apenas foram identificadas ao microscópio devido à granularidade normalmente muito fina destes minerais.

#### 6.2.1.1. Filões de quartzo Tipo I

O desenvolvimento de dobramento em determinados filões e noutros não, é um bom critério cronológico para distinguir diferentes gerações de filões. Este aspeto é observado na amostra S4-66.30 (Fig. 6.4) que corresponde a um filão com salbanda micácea. Inclui-se nesta categoria a amostra S9-56.77 porque possui mineralogia muito semelhante apesar de não se verificar dobramento naquela porção do testemunho.



Figura 6.4 - Amostras S4-66.30 e S9-56.77 de filões do tipo I. (T – Topo; B – Base)

Os filões do tipo I, serão os mais precoces; além do dobramento visível, possuem salbanda micácea. A sua mineralogia é dominada por quartzo, com salbanda micácea (espessura milimétrica) que pode ser de moscovite e/ou biotite. Observam-se 2 gerações de quartzo. Nos bordos do filão o quartzo é microcristalino tornando-se mais grosseiro para o interior, isto pode indicar recristalização ou mais do que um episódio de deposição, do quartzo. Apenas ao microscópio é possível identificar os restantes minerais presentes, que incluem sulfuretos (pirite, pirrotite e calcopirite) e turmalina. A turmalina encontra-se no encaixante xistento (turmalinização) e nos próprios filões (Fig. 6.10 - D, F, O e P).

Tabela 6.2 - Quadro paragenético dos filões do tipo I.

	1	2
<b>Quartzo</b>	-----	
<b>Moscovite</b>	=====	
<b>Biotite</b>	=====	
<b>Turmalina</b>	=====	
<b>Pirite</b>		=====
<b>Calcopirite</b>		=====
<b>Pirrotite</b>		=====

### 6.2.1.2. Filões de quartzo Tipo II

A principal característica dos filões do tipo II é a presença de um quartzo acinzentado e endurecido (Figura 6.5). Observam-se igualmente 2 gerações de quartzo, ocorrendo um quartzo mais leitoso após o quartzo cinzento. A mineralogia destes filões é similar à dos anteriores mas não possuem salbanda micácea e apresentam clorite e carbonatos na sua paragénese mineral. A fraturação é bem visível e perpendicular às paredes do próprio filão. É nestas fraturas que podem ocorrer carbonatos e clorite, podendo ocorrer cominuição do quartzo (Fig. 6.10 - M). A clorite é mais frequente junto ao bordo do filão mas localmente pode ocorrer no interior deste. Os sulfuretos, pirrotite e calcopirite, são escassos e ocorrem dispersos no filão. A identificação dos sulfuretos só é possível ao microscópio, mas a sua presença pode ser evidenciada por colorações acastanhadas em amostra de mão devido à alteração desses minerais.



Figura 6.5 - Amostra S4-79.72 de um filão do tipo II.

Tabela 6.3 - Quadro paragenético dos filões do tipo II.

	1	2	3
<b>Quartzo</b>	-----	-----	-----
<b>Clorite</b>			=====
<b>Pirrotite</b>		=====	
<b>Calcopirite</b>		=====	
<b>Carbonatos</b>			=====

### 6.2.1.3. Filões de quartzo Tipo III

Os filões do tipo III são distintos dos anteriores (I e II) pois podem conter mineralização em W e Sn. Como se pode observar na figura 6.6 estes filões podem ocorrer isolados ou em grupo, possuindo espessuras variáveis com um máximo de 15 cm. Encontram-se mineralizados em volframite (e.g. S4-71.37) e/ou cassiterite (e.g. S4-40.00) (Fig. 6.6). A mineralogia dos filões do tipo III é mais diversa que nos anteriores, observando-se mais que uma geração de micas, sulfuretos de Zn, Sn e Pb e bismuto

nativo. Na amostra S4-71.37, por exemplo, ocorre estanita e observou-se um cristal de cassiterite no xisto, perto do encosto com o filão. Observam-se igualmente várias gerações de quartzo e num destes filões uma banda de clorite com mais de 10 cm (S4-40.00). A ocorrência de wolframite e cassiterite cinge-se a cristais de dimensão mm, euédricos a subeuédricos (Fig. 6.10 – G, H e J) não visíveis em amostra de mão. Em contacto com estes ocorrem pirite  $\pm$  marcassite e calcopirite. A esfalerite é o sulfureto mais abundante, seguindo-se a pirite e arsenopirite. Ocorre turmalinização e cloritização no encaixante e rara presença de carbonatos.



Figura 6.6 - Amostras S4-71.37 e S4-40.00 de filões do tipo III.

Tabela 6.4 - Quadro paragenético dos filões do tipo III.

	1	2	3
Quartzo	-----	-----	
Moscovite	=====	=====	
Biotite	=====		
Clorite		=====	
Volframite	=====		
Cassiterite	=====		
Arsenopirite		=====	
Esfalerite		=====	
Pirite		=====	
Pirrotite		=====	
Marcassite			=====
Calcopirite			=====
Estanita			=====
Bismuto nativo			=====
Galena			=====
Carbonatos			=====

#### 6.2.1.4. Filões de quartzo Tipo IV

Estes tipos de filões apresentam diferenças significativas em relação aos anteriores, destacando-se desde logo a presença de feldspato como fase silicatada predominante em detrimento do quartzo, que ocorre em menor proporção. Notória também é a presença de scheelite e electrum na sequência paragenética. Exemplo disso são as amostras (S9-132.00 e S4-80.40, figura 6.7). Observam-se interseções de várias gerações de veios (Figura 6.8) que, com base nos critérios de corte entre filões, permitem definir a seguinte sequência de formação: (1) filão de quartzo – (2) filão de feldspato – (3) filão de scheelite. Observa-se sericitização (Fig. 6.10 - S e T) mais ou menos intensa do feldspato devido à sua hidrólise, duas gerações de quartzo, nas micas a biotite pode prevalecer sobre a moscovite. O conteúdo carbonatado nestes veios é superior quando comparando com os do tipo III, ocorrendo carbonatos normalmente na proximidade de sulfuretos e de scheelite. Verifica-se que existem vários veios mineralizados em scheelite, sendo o episódio tardio o mais rico (ver figura 6.8). Este tungstato ocorre normalmente euédrico, contacta com diversos sulfuretos, nomeadamente pirite e esfalerite e apresenta alguma fracturação (Fig. 6.10 - V e X). A esfalerite e pirite são os sulfuretos predominantes, ocorrendo com alguma frequência marcassite e calcopirite. Os minerais de bismuto

(bismuto nativo, bismutinite, joseíte (Bi-Te)) encontram-se associados à esfalerite e pirite bem como electrum (Fig. 6.10 - Y e Z), ocorrendo em fraturas, nos bordos ou na periferia destes (sobre clorite ou carbonatos).

#### Tipo IV



Figura 6.7 - Amostra S9-132.00 e S4-80.40 de filões do tipo IV. As setas brancas, em ambas as figuras, representam os filões amostrados. É também possível observar a amostra S9-132.00 sob luz ultravioleta (imagem cima à direita).



Figura 6.8 - 1 - Troço da amostra S9-132.00, no qual se podem observar vários filões que se cortam. O filão b corta o filão a, sendo-lhe perpendicular. É no filão b que se observa maior conteúdo em scheelite, sendo este o mineral principal a par com siderite. O filão c corta também o filão a, sendo a inclinação e mineralogia deste, igual á do filão b, estes podem corresponder à mesma família, verificando-se diferenças claras de espessuras. Todas as gerações possuem mineralização em scheelite; 2 - Lâmina da amostra S4-80.40, observa-se que o filão de feldspato corta o filão de quartzo (ver figura 6.7 para observação da escala).

Além dos vários veios presentes nesta tipologia, observam-se fenómenos de múltipla abertura e preenchimento dos veios.





Figura 6.9 - Troço da amostra S9-132.00 onde se observam vários fenómenos de abertura do veio. As linhas a tracejado representam os limites dos enchimentos. Numa fase inicial predominaria o quartzo e depois terão existido 2 fenómenos de abertura no veio que promoveram a precipitação de minerais como scheelite, clorite e carbonatos.

Tabela 6.5 - Quadro paragenético dos filões do tipo IV.

	1	2	3
<b>Feldspato</b>	—		
<b>Quartzo</b>	—	—	
<b>Moscovite</b>		—	
<b>Biotite</b>			
<b>Clorite</b>			—
<b>Scheelite</b>	—		
<b>Esfalerite</b>		—	
<b>Pirite</b>		—	
<b>Pirrotite</b>		—	
<b>Marcassite</b>			—
<b>Calcopirite</b>			—
<b>Estanite</b>			—
<b>Bismuto nativo</b>			—
<b>Bismutinite</b>			—
<b>Joseíte</b>			—
<b>Electrum</b>			—
<b>Carbonatos</b>	—		—

Em suma a paragéne mineral dos filões do tipo III e IV é muito mais diversa do que a paragéne dos filões do tipo I e II. O enriquecimento em metais nos filões mais recentes, que não se verifica nos mais precoces, pode estar relacionado com a percolação de fluidos hidrotermais focalizados em determinadas zonas, onde a permeabilidade das rochas encaixantes podem ter papel chave, como por exemplo na proximidade de zonas de falha.

O quartzo é o mineral mais comum neste tipo de estruturas e é claramente polifásico, muitas vezes desenvolvendo um crescimento gradual, do bordo para o interior dos filões. Observam-se linhas de sutura entre gerações de quartzo com geometria mais ou menos irregular, por vezes em pente, definindo tempos de deposição distintos. Observa-se muitas vezes quartzo com extinção ondulante o que indica deformação do mesmo. A heterogranularidade e coexistência de um quartzo mais fino com um quartzo mais grosseiro remete para gerações distintas e traduz fenómenos como recristalização e crescimento em espaço aberto.

Embora presente, a mineralização em W e/ou Sn é relativamente escassa nestas estruturas filonianas, concentrando-se o grosso da mineralização nas estruturas brechóides. No entanto, se considerarmos que a amostragem é limitada a troços de sondagem a ausência/escassez de minerais de W e Sn não significa a ausência de mineralização nestas estruturas, que poderá ocorrer noutro sector dos filões.

De facto, existem várias evidências de alteração hidrotermal presentes neste tipo de filões. Numa fase mais inicial predomina a silicificação, seguida por turmalinização e mais tarde cloritização, após ou acompanhando a deposição principal dos sulfuretos. As substituições entre sulfuretos de ferro,

alteração de pirite para marcassite ou pirite para pirrotite são frequentes e denotam variações nas condições físico-químicas do sistema, possivelmente variações na fugacidade de oxigénio.

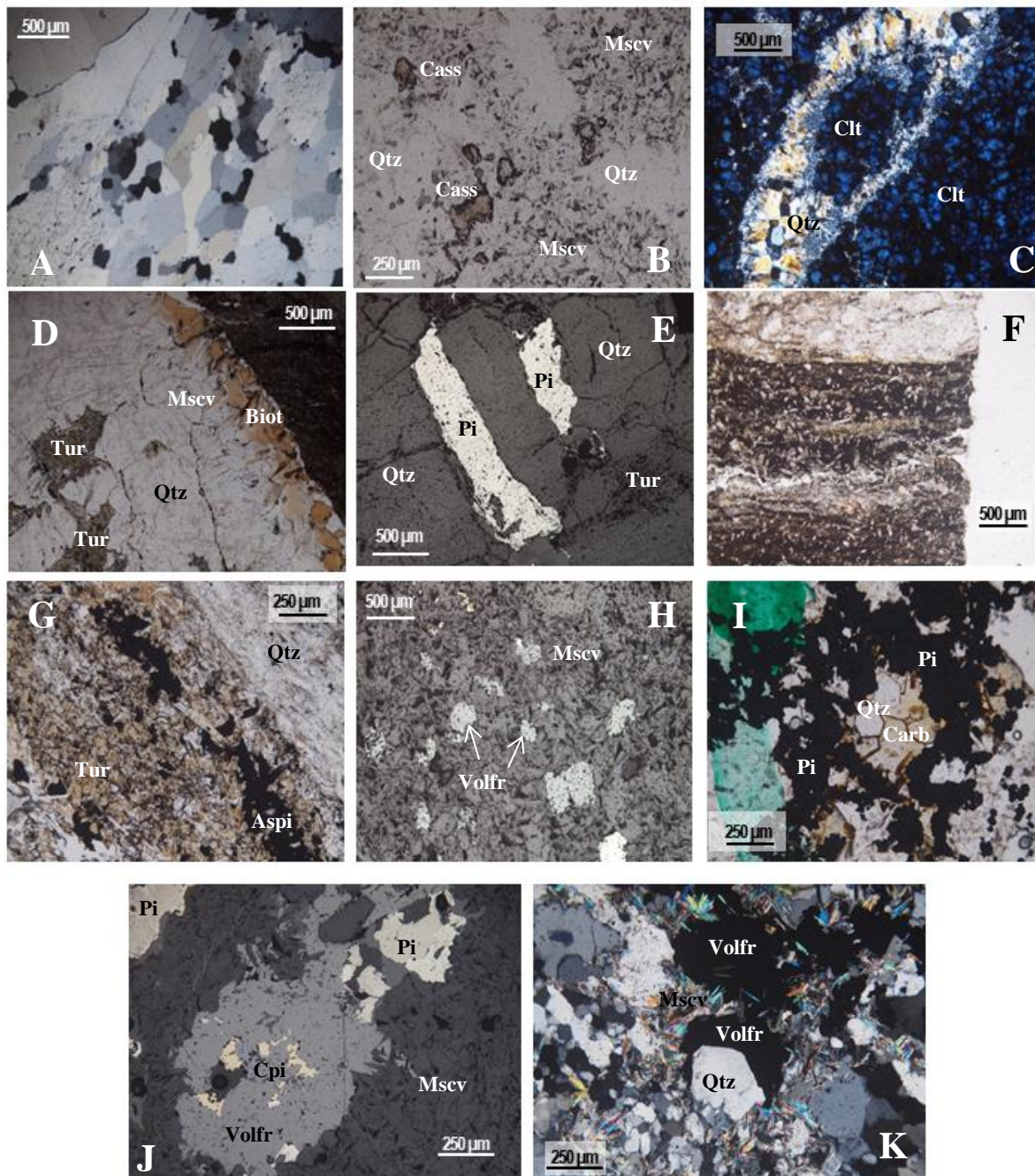
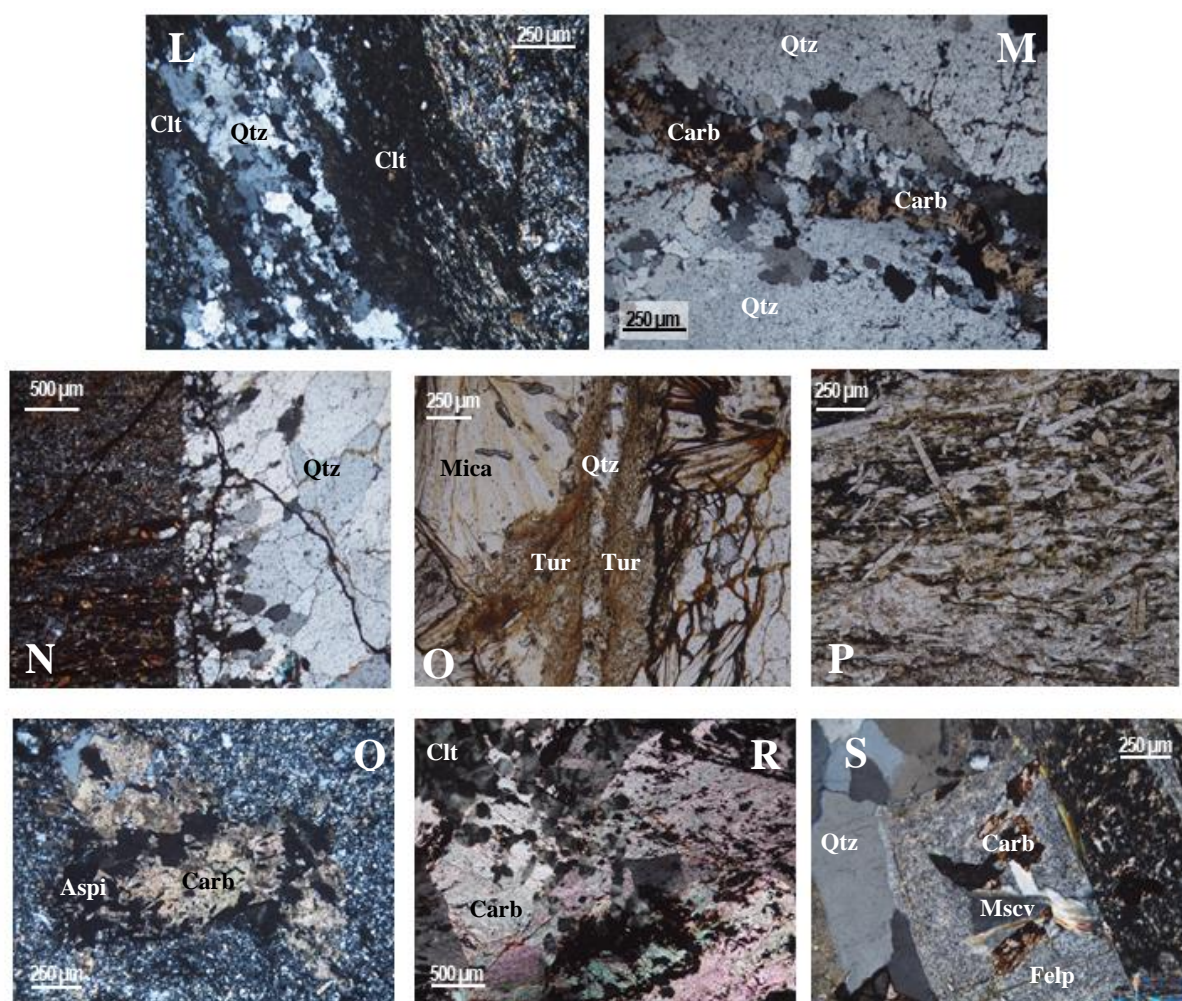
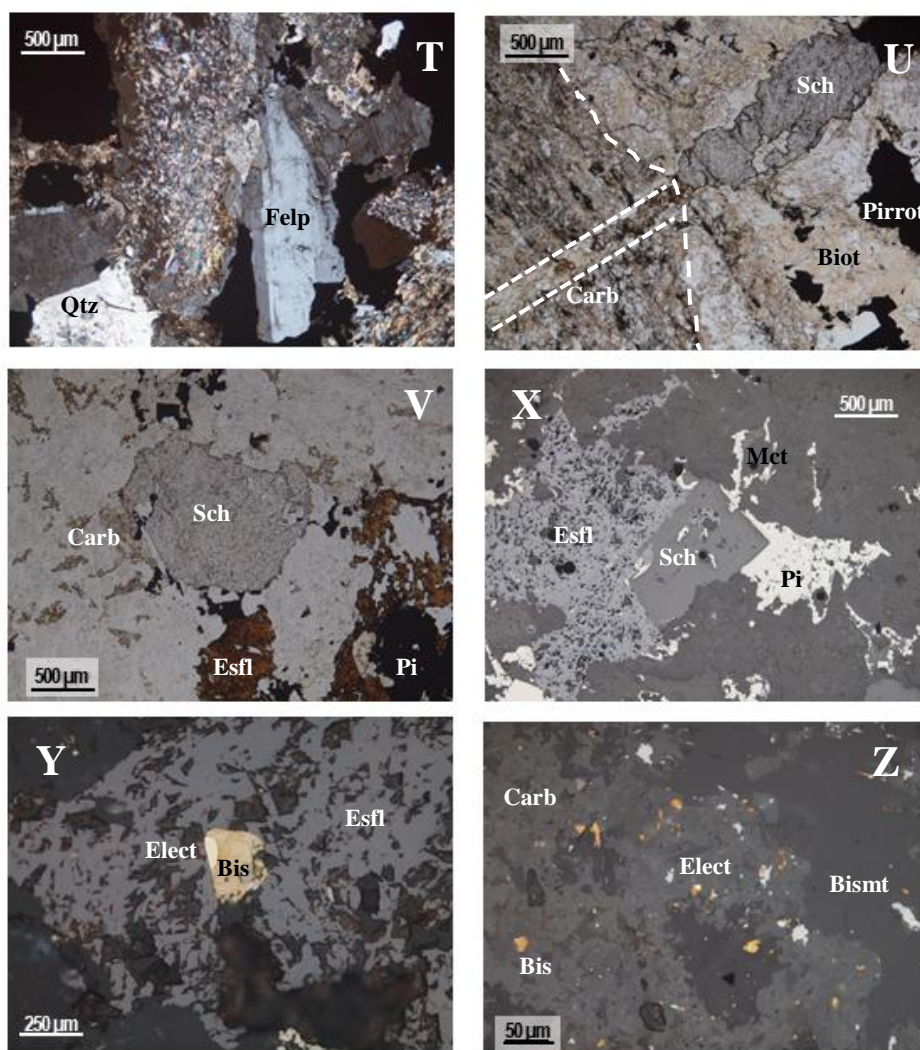


Figura 6.10 - **A** - Várias gerações de quartzo presentes no veio, MLT, luz duplamente polarizada; **B** - Cassiterite anédrica com quartzo e moscovite, MLT, luz simplesmente polarizada; **C** - Banda de clorite atravessado por um veio de quartzo, MLT, luz duplamente polarizada; **D** - Veio de quartzo em contacto com xisto, presença de salbanda micéica de moscovite e biotite e de turmalina na parte central do veio, MLT, luz simplesmente polarizada; **E** - Pirite anédrica no veio, ampliação 5x, MLR, luz simplesmente polarizada; **F** - Níveis de xisto (mais escuro) e grauvaque (mais claro) intercalados, o xisto é bastante rico em turmalina e matéria orgânica, MLT, luz simplesmente polarizada; **G** - Veio de quartzo com turmalina e arsenopirite no seu bordo, MLT, luz simplesmente polarizada; **H** - Vários cristais de volframite subeuédricos a anédricos numa matriz de quartzo e moscovite, MLR, luz simplesmente polarizada; **I** - Agregado de pirite com preenchimento de carbonatos e quartzo euédricos, MLT, nicóis paralelos; **J** - Volframite subeuédrica a ser cortada por uma geração de moscovite, pirite colomórfica e calcopirite, MLR, luz simplesmente polarizada; **K** - Volframite (negro) a cortar uma geração de quartzo euédrico e ser cortada por moscovite juntamente com pirite, MLT, luz duplamente polarizada. Correspondência das amostras: A, B e C (S4-40.00); D, E e F (S4-66.30); G, H, I, J e K (S4-71.37). (restantes imagens na página seguinte).





**L** - Fronteira xisto-filão de quartzo, com clorite, MLT, luz duplamente polarizada; **M** - Filão com várias gerações e quartzo e carbonatos a preencher fraturas, MLT, luz duplamente polarizada; **N** - Contacto xisto – veio de quartzo, onde se observa quartzo mais grosseiro (zona central) e mais fino (encosto) ligeiramente fraturado, MLT, luz duplamente polarizada; **O** - Fratura na zona central do filão com forte preenchimento de turmalina fina, antes deste evento ocorreu génese de micas, MLT, luz simplesmente polarizada; **P** - Níveis centimétricos de xisto negro fortemente turmalinizado com alternância com níveis de xisto mais quartzosos, MLT, luz simplesmente polarizada; **Q** – Carbonatos e arsenopirite em grauvaque, MLT, luz duplamente polarizada; **R** – Clorite e carbonatos presentes num veio, ampliação 5x, MLT, luz duplamente polarizada; **S** – Feldspato sericitizado, quartzo, moscovite e carbonatos no veio R, MLT, luz duplamente polarizada. Correspondência das amostras: L e M (S4-79.72); N, O e P (S9-56.77); Q, R e S (S4-80.40). (restantes imagens na página seguinte).



**T** – Veio onde se observa plagioclase maclada, sericite e quartzo, MLT, luz duplamente polarizada; **U** – Veio com scheelite e pirrotite, é cortado por um veio perpendicular, mais fino rico em carbonatos e que também contém scheelite (embora não visível), MLT, luz simplesmente polarizada; **V** - Associação scheelite (euédrica), esfalerite, pirite e carbonatos no veio **T** e **U**, MLT, luz simplesmente polarizada; **X** - Associação scheelite (euédrica), esfalerite, pirite e marcassite, presentes no veio **V**, matriz composta por sericite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Y** – Cristal de bismuto nativo e electrum em esfalerite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Z** – Agregado de electrum, bismutinite e bismuto nativo sobre essencialmente carbonatos, MLR, luz simplesmente polarizada. Correspondência das amostras: T, U, V, X, Y e Z (S9-132.00).

### 6.2.2. Brechas

Estas estruturas, com base em dados bibliográficos e nas presentes observações, são as mais ricas em W. É de facto nestas estruturas que se observa maior predominância de scheelite, alguma volframite e electrum. Com exceção da estanite, que é rara, não foram reconhecidas na presente amostragem outras fases minerais de Sn, como a cassiterite. Utilizar-se-á o termo brechas, sensu lato, mas num carácter mais estrito podem corresponder a brechas hidráulicas pois parecem ser resultado de fracturação hidráulica e de preenchimento de fraturas por fluidos hidrotermais. Observam-se redes de fraturas mais ou menos possantes, encaixadas principalmente em xistos negros a cinzentos, irregulares e sem orientação preferencial, formando por vezes uma rede irregular. A fracturação é bastante heterogénea, tanto pelo seu preenchimento (variação da abundância relativa das fases minerais de amostra para amostra), como pelos ângulos formados com o eixo do testemunho (referência), grau de alteração da rocha encaixante, espessura das fraturas e contornos (irregulares ou regulares). A natureza dos clastos que compõem as brechas são maioritariamente de xisto negro (a cinzento) ou por vezes de

quartzo; no entanto, é no preenchimento das fraturas que se verifica maior variação composicional, apresentando uma mineralogia diversa, possivelmente resultado de vários episódios de fracturação e preenchimento. De modo geral, podemos considerar que as brechas são constituídas por várias fases minerais das quais se destacam o quartzo, feldspato, sulfuretos diversos, clorite, scheelite e carbonatos. A fase sulfuretada é muitas vezes dominante e inclui esfalerite, pirite, pirrotite, marcassite, calcopirite, arsenopirite, galena e estanita. A scheelite aparece sistematicamente neste tipo de estruturas como a principal fase de W, mas pode ocorrer também volframite. O Au está presente sobre a forma de electrum, maioritariamente associado a fases de Bi. Observa-se ainda moscovite, biotite e acessoriamente fluorite.

A scheelite, quase sempre euédrica, encontra-se frequentemente em agregados com cristais de dimensões inferiores ao centímetro (Fig. 6.11), contactando muito frequentemente com esfalerite, pirite, clorite, carbonatos e feldspato (Fig. 6.12 - A, N, O, Q, T e R). A scheelite, a par dos feldspatos e da volframite, é dos minerais mais precoces, podendo apresentar alguma fracturação e raro zonamento. No contacto entre scheelite e esfalerite é comum ocorrer calcopirite. A coexistência de scheelite e volframite é rara nas brechas mas acontece por exemplo na amostra S4-75.38 (Fig. 6.11), em que um filão de quartzo mineralizado em scheelite e volframite sofreu posterior brechificação. Este facto evidencia sobreposição de eventos mineralizantes, sendo, neste caso, o último caracterizado por sulfuretização intensa e brechificação do veio (Fig. 6.10). A sobreposição de episódios mineralizantes está patente em outras 4 amostras (S9-77.82, S9-129.67, S9-130.40 e S9-131.35) (Anexo 3.2 e Anexo 7), onde, para além da presença de sulfuretos, se observam também fenómenos como cloritização, presença de carbonatos e de feldspato. A volframite, quando ocorre com scheelite, é precoce (Fig. 6.12 - E) e a maioria das características que foram descritas para a scheelite também se aplicam à volframite. Quase sempre euédrica, ocorre em cristais milimétricos, podendo apresentar algum zonamento e fracturação menos frequente que na scheelite. Minerais como a pirite, esfalerite, calcopirite e pirrotite, e por vezes galena, contactam frequentemente com volframite (Fig. 6.12 - I, K e L). Uma diferença assinalável é o facto da volframite se encontrar em cristais isolados contrastando com os agregados de scheelite. Ambos (scheelite e volframite) são cortados por uma primeira geração de moscovite e biotite.

Dos sulfuretos presentes, a pirite, pirrotite e esfalerite são dominantes, secundados por arsenopirite, calcopirite, marcassite, galena, bismutinite e estanita. A esfalerite aparenta ser, a par da arsenopirite, o sulfureto mais precoce. A associação esfalerite-pirite e esfalerite-pirrotite são frequentes e, normalmente, a abundância de pirrotite é superior à de pirite. A pirrotite apresenta-se com hábito subeuédrico a anédrico, enquanto a pirite ocorre com diversos hábitos, desde euédrico a anédrico ou sob a forma de colomórfica, podendo existir em mais do que uma geração. A arsenopirite quando ocorre é normalmente euédrica. A galena surge a preencher espaços vazios ou em fraturas que cortam a fase sulfuretada principal (pirite/pirrotite-esfalerite), associando-se sistematicamente a minerais de bismuto e electrum. A ocorrência de estanita é muito rara nas brechas. A presença de electrum associa-se preferencialmente a minerais de bismuto, como bismuto nativo e bismutinite, e em associação espacial com pirite, galena, pirrotite, esfalerite e arsenopirite. Precipita em fraturas, nos bordos ou na proximidade destes minerais (Fig. 6.12 - H, J, M, P e V).

A clinozoisite, com as suas tintas de polarização azuis anómalas características, surge tardiamente no sistema embora antes da última geração de clorite e carbonatos. Normalmente este mineral ocorre na proximidade de sulfuretos, clorite e scheelite, tanto na brecha como no encaixante perto do contacto.

Os fenómenos de alteração hidrotermal presentes compreendem silicificação, turmalinização, sericitização e cloritização. É possível observar relíquias de feldspato raramente maclado pois a sericitização é de tal modo intensa que oblitera quase por completo estes minerais. A cloritização é pervasiva, ocorrendo quer na brecha, quer no encaixante. Já os carbonatos estão mais focalizados em



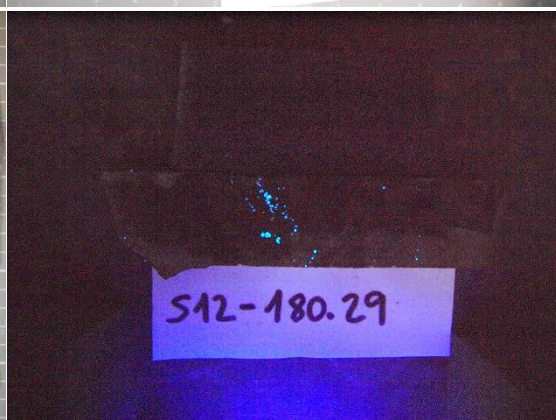
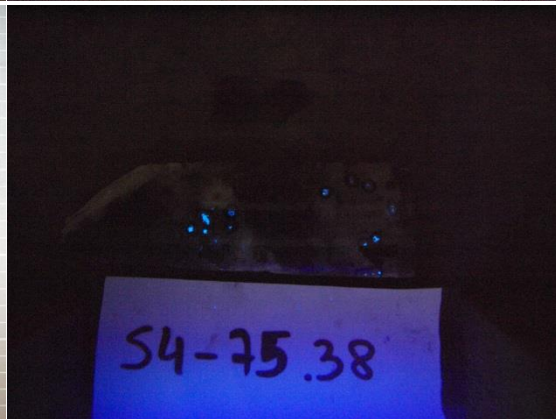
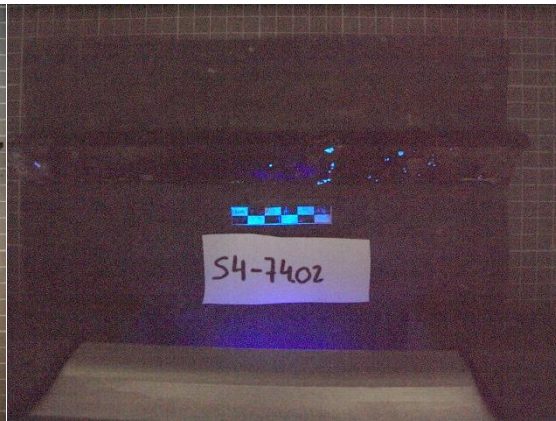
setores onde predominam óxidos e sulfuretos, embora em alguns locais (e.g. S9-133.65) (Anexo 3.1) a sua presença possa ser ubíqua. A intensidade da turmalinização é variável mas, no geral, incipiente. Onde esta é mais intensa não se verifica nem a presença de scheelite nem de volframite. No caso dos sulfuretos são frequentes os fenómenos de marcassitização e pirrotitização da pirite, podendo localmente verificar-se a alteração de pirrotite para uma segunda geração de pirite. Tardamente, observa-se um sistema de filonetes de espessura milimétrica de quartzo, sem nenhuma orientação preferencial, que podem conter sulfuretos e que cortam quer os filões quer as brechas.

O enriquecimento em scheelite é mais visível em brechas cujo preenchimento de fraturas inclui feldspato, clorite, carbonatos e sulfuretos, e onde o xisto serve de encaixante. Quando os clastos são predominantemente de quartzo a presença de scheelite e também de volframite é menor.

Abaixo encontra-se uma proposta para um quadro paragenético destas estruturas complexas (Tabela 6.6).

Tabela 6.6 - Quadro paragenético das brechas.

	1	2	3
<b>Feldspato</b>	—		
<b>Quartzo</b>	— — — — —	— — — — —	
<b>Moscovite</b>	— — —	— — —	
<b>Biotite</b>	— — —		
<b>Clorite</b>		— — —	— — —
<b>Fluorite</b>	— — —		
<b>Clinozoisite</b>			— — —
<b>Scheelite</b>	— — —		
<b>Volframite</b>	— — —		
<b>Arsenopirite</b>		— — —	
<b>Esfalerite</b>		— — —	
<b>Pirite</b>		— — —	— — —
<b>Pirrotite</b>		— — —	
<b>Marcassite</b>			— — —
<b>Calcopirite</b>			— — —
<b>Estanite</b>			— — —
<b>Galena</b>			— — —
<b>Bismuto nativo</b>			— — —
<b>Bismutinite</b>			— — —
<b>Joseíte</b>			— — —
<b>Electrum</b>			— — —
<b>Carbonatos</b>	— — —		— — —





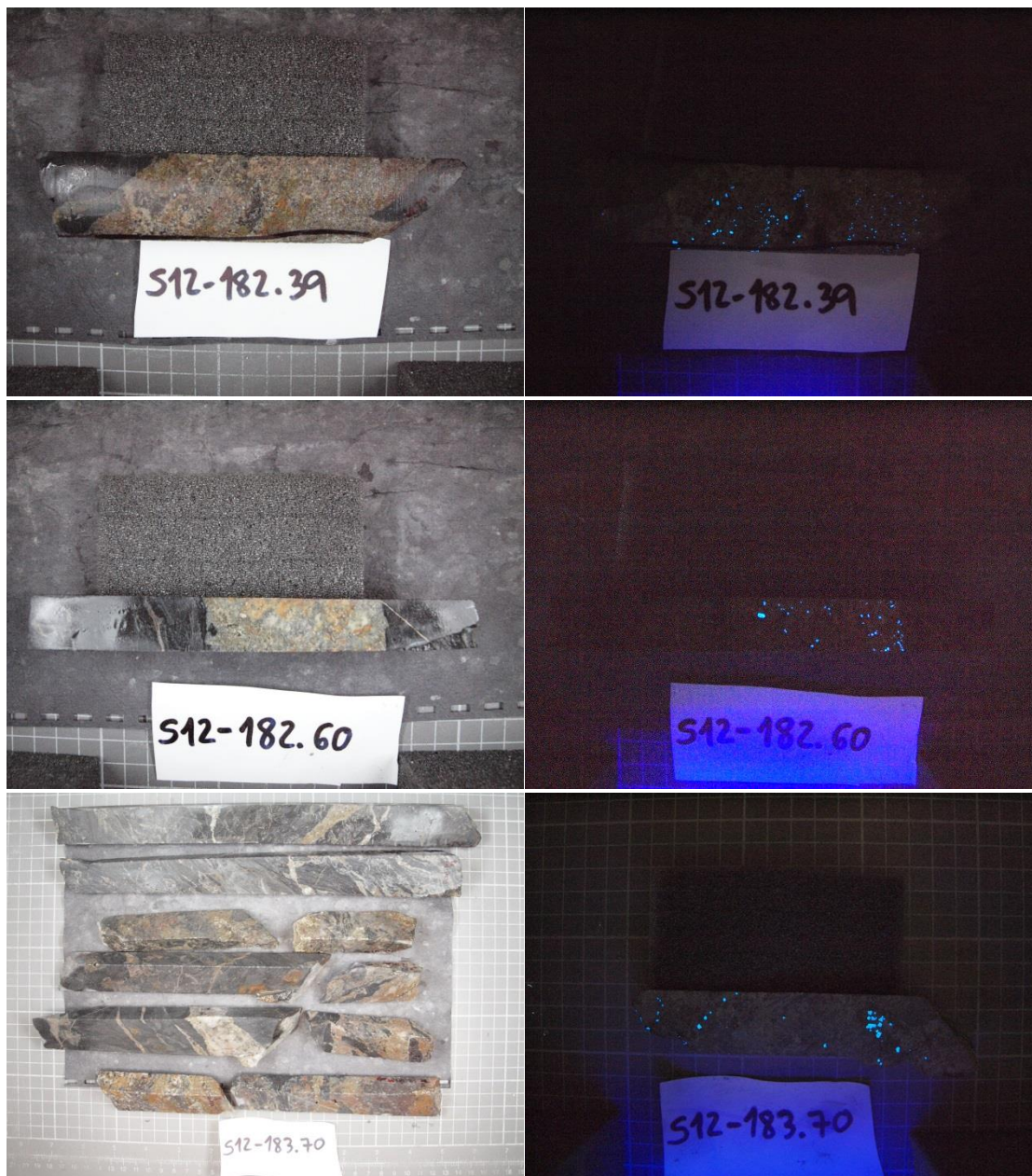


Figura 6.11 - Amostras de mão correspondentes às brechas amostradas. Os troços das brechas onde se identificou scheelite sob luz ultravioleta são apresentados à direita das brechas respetivas. Na ausência de escala, cada quadrícula equivale a 1 cm (sobre o fundo cinzento).

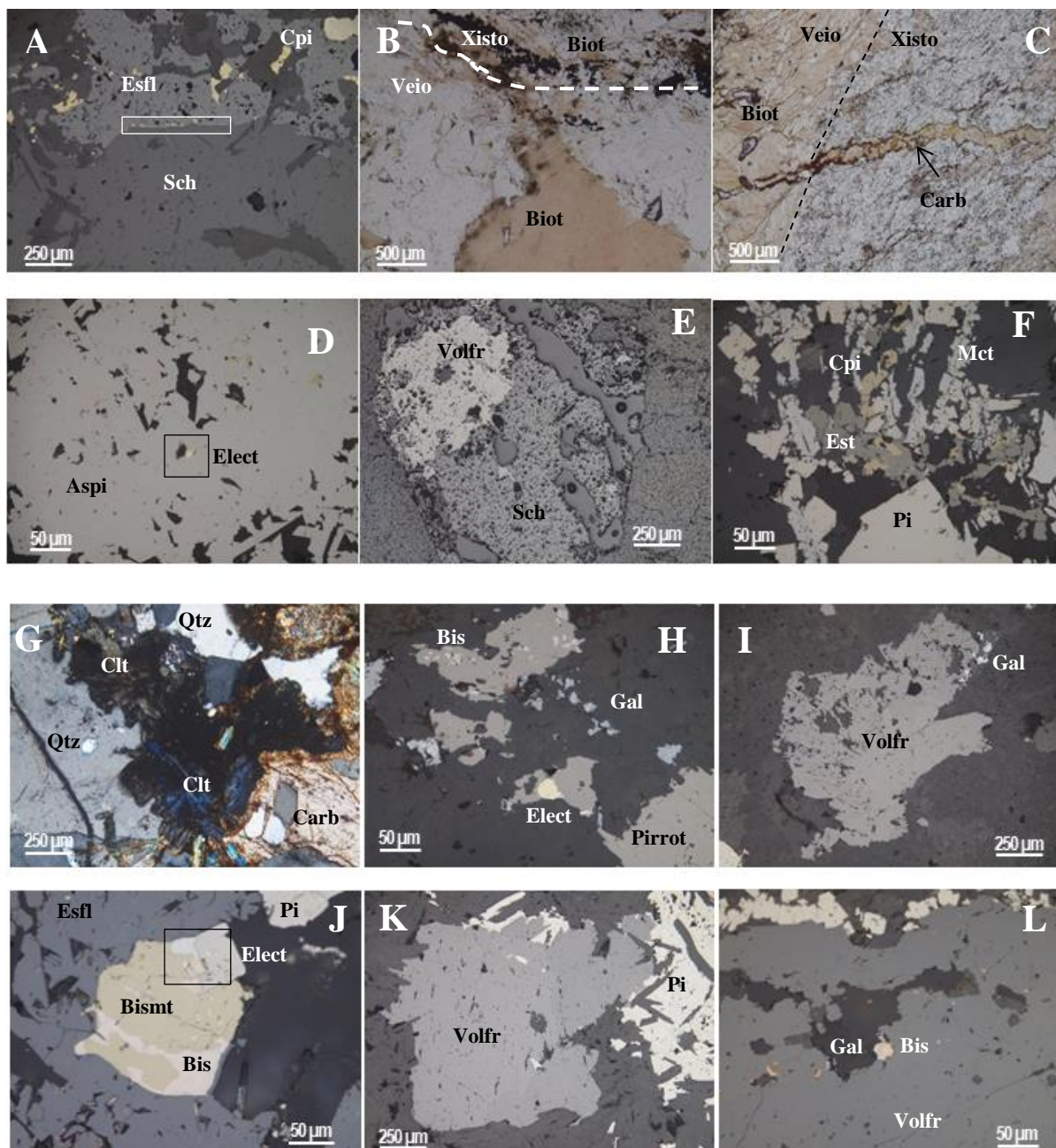
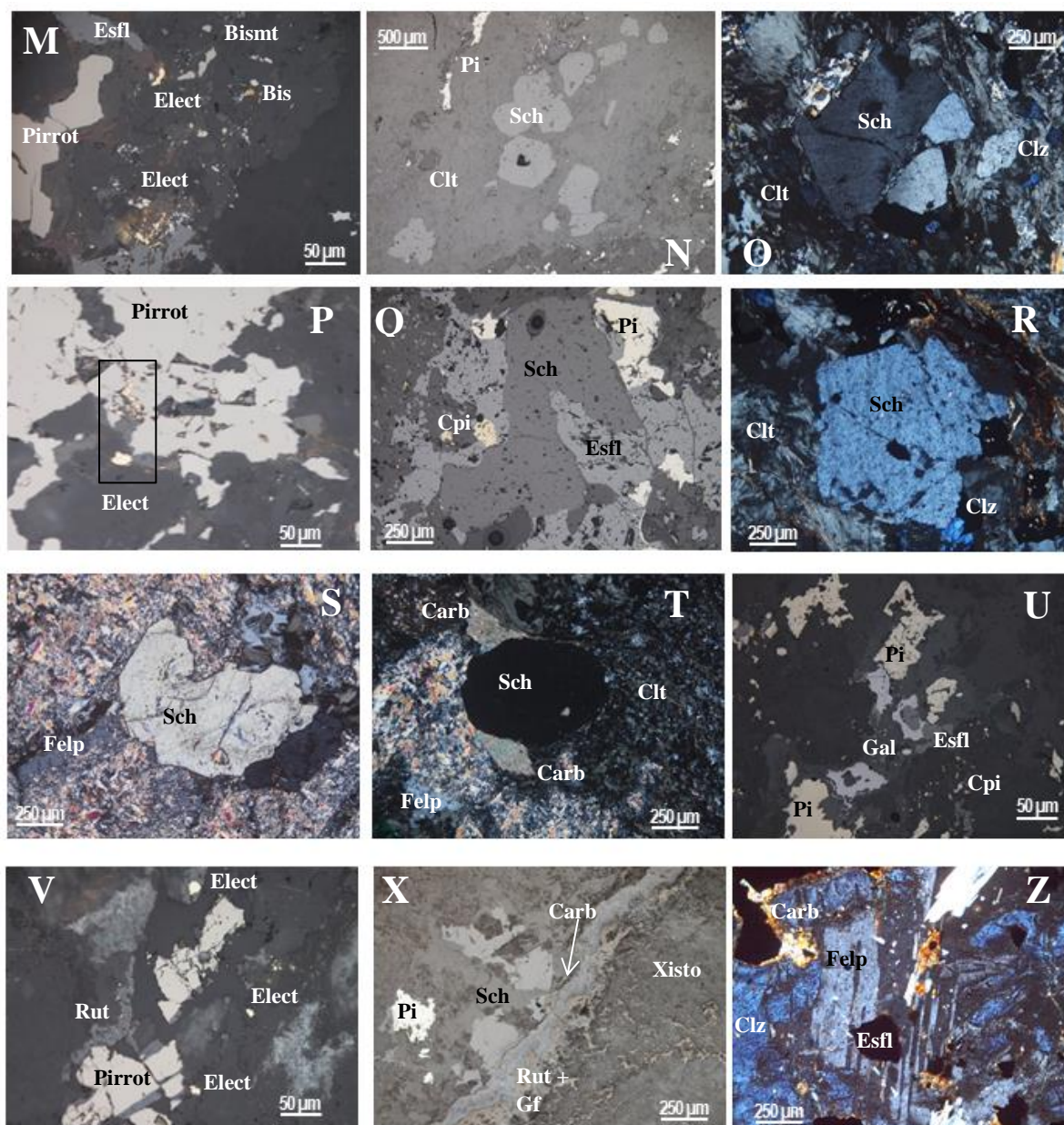


Figura 6.12 - **A** - Scheelite em contacto com esfalerite e calcopirite. No contacto (dentro da caixa), apesar de não visível nesta resolução, ocorre calcopirite, pirite e estanita, MLR, luz simplesmente polarizada; **B** - Biotite mais grosseira no veio, onde se observam orlas de reação, comparando com a biotite do encaixante, mais fina, MLT, luz simplesmente polarizada; **C** - Veio de espessura mm de carbonatos e pirite a cortar veio com biotite (**B** e **A**), MLT, luz simplesmente polarizada; **D** - Arsenopirite com ocorrência de electrum em fraturas, MLR, luz simplesmente polarizada; **E** - Scheelite e volframite, a volframite, de cor mais clara, parece ser anterior à scheelite euédrica, MLR, luz simplesmente polarizada; **F** - Ocorrência de estanita com pirite euédrica, marcassite lamelar e calcopirite, MLR, luz simplesmente polarizada; **G** - Brecha onde se observam 2 gerações de clorite (tintas de birrefringência azul e verde), quartzo e carbonatos, MLT, luz duplamente polarizada; **H** - Pirrotite com bismuto nativo, galena e electrum, matriz carbonatada, MLR, luz simplesmente polarizada; **I** - Volframite subeuédrica e fraturada, contato na parte superior da imagem, com galena, MLR, luz simplesmente polarizada; **J** - Esfalerite com bismuto nativo, bismutinite, electrum (dentro da caixa) e pirite, ampliação de 40x, MLR, luz simplesmente polarizada; **K** - Volframite euédrica e pirite, cortados por micas, MLR, luz simplesmente polarizada; **L** - Volframite com pirite, ocorrência de bismuto nativo e galena em fraturas na volframite (zona central), MLR, luz simplesmente polarizada; Correspondência das amostras: A, B e C (S4-74.02); D, E e F (S4-75.38); G, H e I (S9-133.65); J, K e L (S9-135.23). (restantes imagens na página seguinte).





**M** – Ocorrência de frequente electrum com bismuto nativo, bismutinite, pirrotite e esfalerite, matriz de clorite e quartzo, MLR, luz simplesmente polarizada; **N** – Agregado de scheelite euédrica e pirite, com matriz de clorite, MLR, luz simplesmente polarizada; **O** – Scheelite euédrica com clorite, clinozoisite (azul) e sericite na matriz, MLT, luz duplamente polarizada; **P** – Agregado fino de electrum entre cristais de pirrotite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Q** – Scheelite, esfalerite, pirite e calcopirite, ampliação 10x, MLR, nicóis paralelos; **R** – Scheelite euédrica com clorite e clinozoisite (azul) na matriz, MLT, luz duplamente polarizada; **S** – Scheelite e feldspato, observa-se intensa sericitização, MLT, luz duplamente polarizada; **T** – Scheelite (negro), com clorite, sericite, feldspato e carbonatos (formam caudas em contacto com a scheelite), MLT, luz duplamente polarizada; **U** – Galena, esfalerite, calcopirite e pirite, clorite e carbonatos, MLR, luz simplesmente polarizada; **V** – Pirrotite, electrum e rútilo, observa-se oxidação parcial nos bordos da pirrotite, o electrum ocorre em contacto com rútilo e livre, perto da pirrotite, MLR, luz simplesmente polarizada; **X** – Contacto entre xisto (direita) e brecha (esquerda) marcado por incremento de material grafitoso e rútilo, o nível mais próximo da brecha corresponde a um fino leito de carbonatos, observam-se cristais de scheelite perto desse contacto, observa-se também pirite. Em contacto com scheelite ocorre clorite, MLR, luz simplesmente polarizada; **Z** – Observa-se na zona central feldspato maclado, em redor deste ocorre clinozoisite (azul) e carbonatos, o sulfureto presente é esfalerite, MLT, luz duplamente polarizada; Correspondência das amostras: M, N e O (S12-180.29); P, Q e R (S12-180.74); S, T e U (S12-182.60); V, X e Z (S12-183.70)



### 6.2.3. Aplito

Na sondagem S9 foi identificado um filão aplítico de grão fino, leucocrata (Fig. 6.13), cuja possança atinge 17 cm. Constituído essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e moscovite, apresenta também sulfuretos, scheelite e cassiterite visíveis a olho nu. Observam-se várias fraturas preenchidas por quartzo que cortam o aplito. O encaixante é xistento constituído por moscovite, biotite, quartzo, clorite, rútilo, material grafitoso, turmalina, arsenopirite, calcopirite, pirite e pirrotite (cristais que podem atingir 0,5cm). O contacto entre o aplito e o xisto é marcado por rútilo e material grafitoso, a turmalina quando ocorre é fina e em pequenos agregados, de cor alaranjada a esverdeada (MLT, sem nicóis cruzados). Dos sulfuretos presentes no xisto a arsenopirite é a dominante e encontra-se euédrica e fraturada formando também pequenos agregados.



Figura 6.13 - Pormenor do aplito (S9-96.40) em amostra de mão.

Foi possível identificar nesta estrutura minerais de W e Sn, electrum, vários sulfuretos e evidências de alteração hidrotermal. O aplito tem duas características que rapidamente se identificam, uma é a presença da associação cassiterite + volframite + scheelite e outra a sericitização intensa do feldspato. Além dos já referidos, feldspato potássico, quartzo, moscovite, cassiterite, volframite e scheelite, correspondentes aos minerais principais, podemos incluir a biotite, sericite (resultado da hidrólise do feldspato), clorite, pirrotite, calcopirite, arsenopirite, marcassite, estanita, electrum e carbonatos, como minerais acessórios. Ocorre moscovite e biotite sendo a biotite menos predominante e mais localizada perto do contacto com o encaixante.

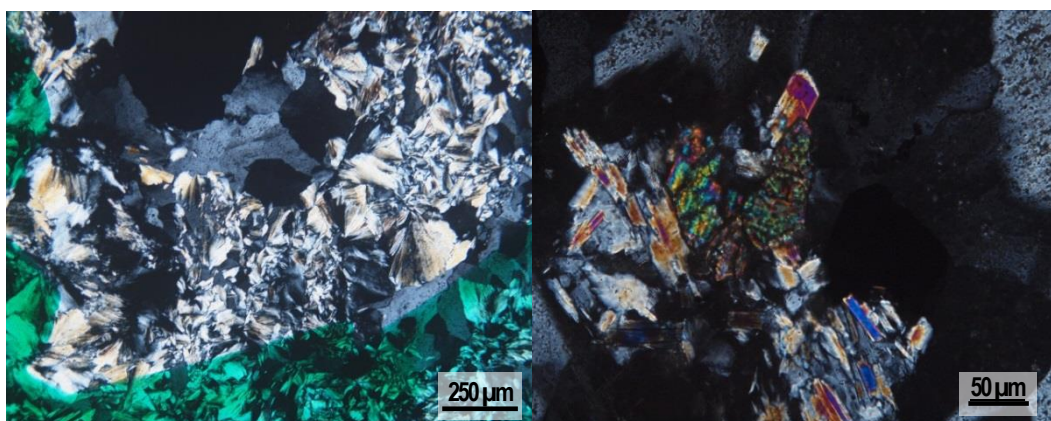


Figura 6.14 - À esquerda observa-se a mica branca (MLT, luz duplamente transmitida) com hábito rosáceo e á direita moscovite que resulta da sericitização do feldspato, com cassiterite (MLT, luz duplamente transmitida).

Existem pelo menos 2 gerações da mica branca, uma com hábito euédrico, que resulta da hidrólise do feldspato, a outra possui hábito anédrico radial (rosáceo), provavelmente mais precoce,

anterior ao fenómeno de hidrólise (Fig. 6.14). A clorite presente é incolor e tem tintas de polarização cinzentas.

A cassiterite é o primeiro óxido a formar-se e é o mais frequente, ocorre com hábito tabular radial e com cor acastanhada, não zonados, perto do contacto com o xisto e no restante aplito com hábito radial apresentado zonamento cromático (Fig. 6.15). Este óxido ocorre em pequenos agregados e ocorre (por ordem decrescente): de forma isolada na matriz, em contacto com volframite ou em contacto com volframite e scheelite.

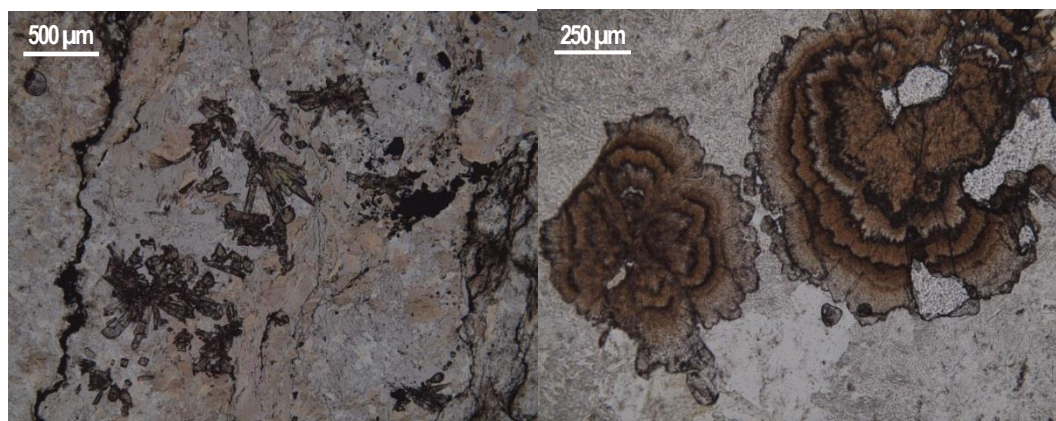


Figura 6.15 - Cassiterite tabular perto do contacto com o xisto (à esquerda, MLT, luz simplesmente transmitida) e cassiterite colomórfica zonada que se encontra mais no centro da mesma estrutura (à direita, MLT, luz simplesmente transmitida).

A volframite pode ocorrer em contacto com a cassiterite mas é com a scheelite que mais se associa. Os cristais apresentam-se euédricos a anédricos e normalmente tabulares alongados. A formação deste mineral é ligeiramente precoce em relação à scheelite pois observa-se inclusões de volframite dentro de scheelite. A scheelite, dos minerais com interesse económico (exceção do electrum), é o menos frequente, normalmente euédrica, associa-se quase sempre com volframite, podendo apresentar fracturação.

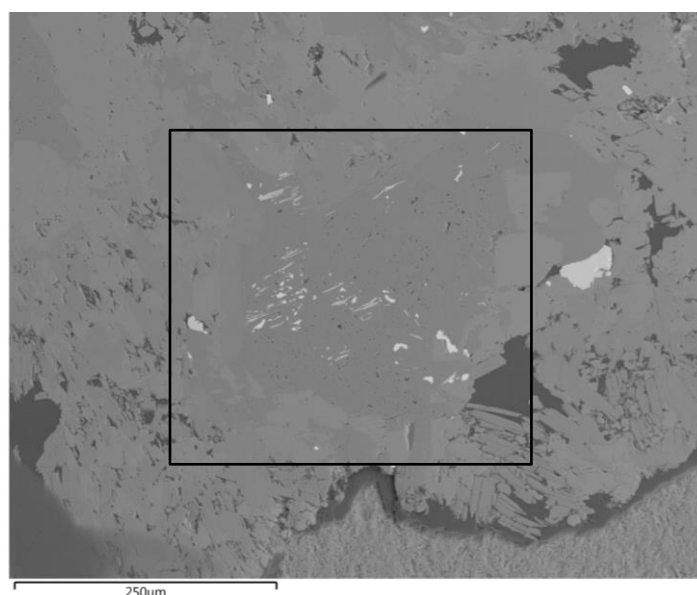


Figura 6.16 - Inclusões de estanita (mais claras) e de sulfuretos de ferro (mais escuras, estiradas ao longo da mesma direção) em quartzo dentro do aplito. Imagem de eletrões retrodifundidos obtida em MSE.

Dos sulfuretos presentes, a arsenopirite é o mais frequente com cristais euédricos a subeuédricos, finos a médios que podem estar fraturados. A calcopirite, pirrotite, marcassite e estanita

são mais raros por esta ordem. O outro mineral portador de estanho, a estanite, ocorre como inclusões no quartzo, juntamente com inclusões de sulfuretos de ferro, estiradas e com a mesma direção (Fig. 6.16).

Uma observação mais atenta permitiu identificar 2 partículas de electrum, uma delas encontra-se numa fratura dentro de arsenopirite (Fig. 6.17) e outro como electrum livre no contacto entre uma fratura (quartzo + rara clorite) e o aplito. Além desta fratura ocorrem outras onde se observa quartzo mais grosseiro e que podem ser resultado de uma silicificação tardia do filão aplítico.

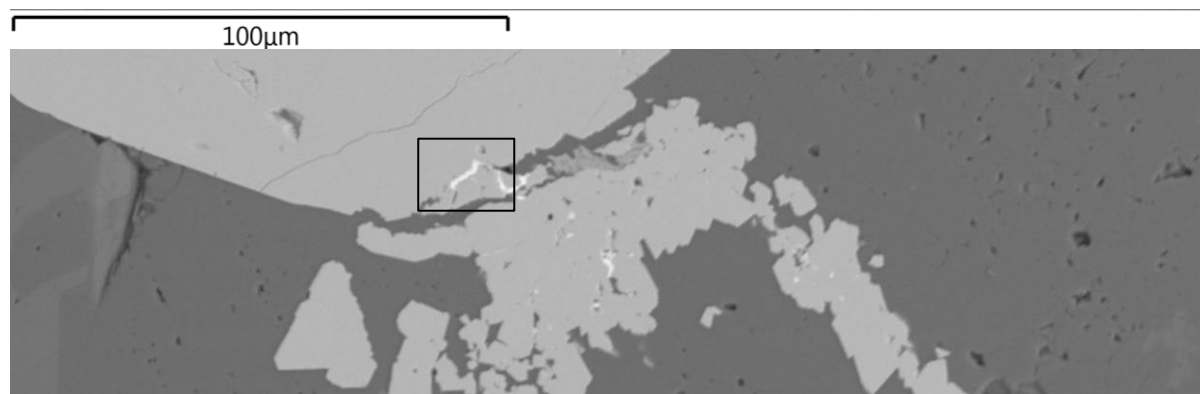


Figura 6.17 - Electrum (dentro do retângulo) a preencher uma fratura na arsenopirite mais grosseira. Imagem de eletrões retrodifundidos obtida em MSE.

Quanto à cronologia dos fenómenos de alteração hidrotermal poderemos considerar a seguinte evolução: sericitização – silicificação – cloritização.

Tabela 6.7 - Quadro paragenético proposto para o aplito.

	1	2	3
Feldspato	—	—	—
Quartzo	—	—	—
Moscovite	—	—	—
Biotite	—	—	—
Clorite	—	—	—
Cassiterite	—	—	—
Volframite	—	—	—
Scheelite	—	—	—
Arsenopirite	—	—	—
Pirrotite	—	—	—
Marcassite	—	—	—
Calcopirite	—	—	—
Estanite	—	—	—
Electrum	—	—	—
Carbonatos	—	—	—

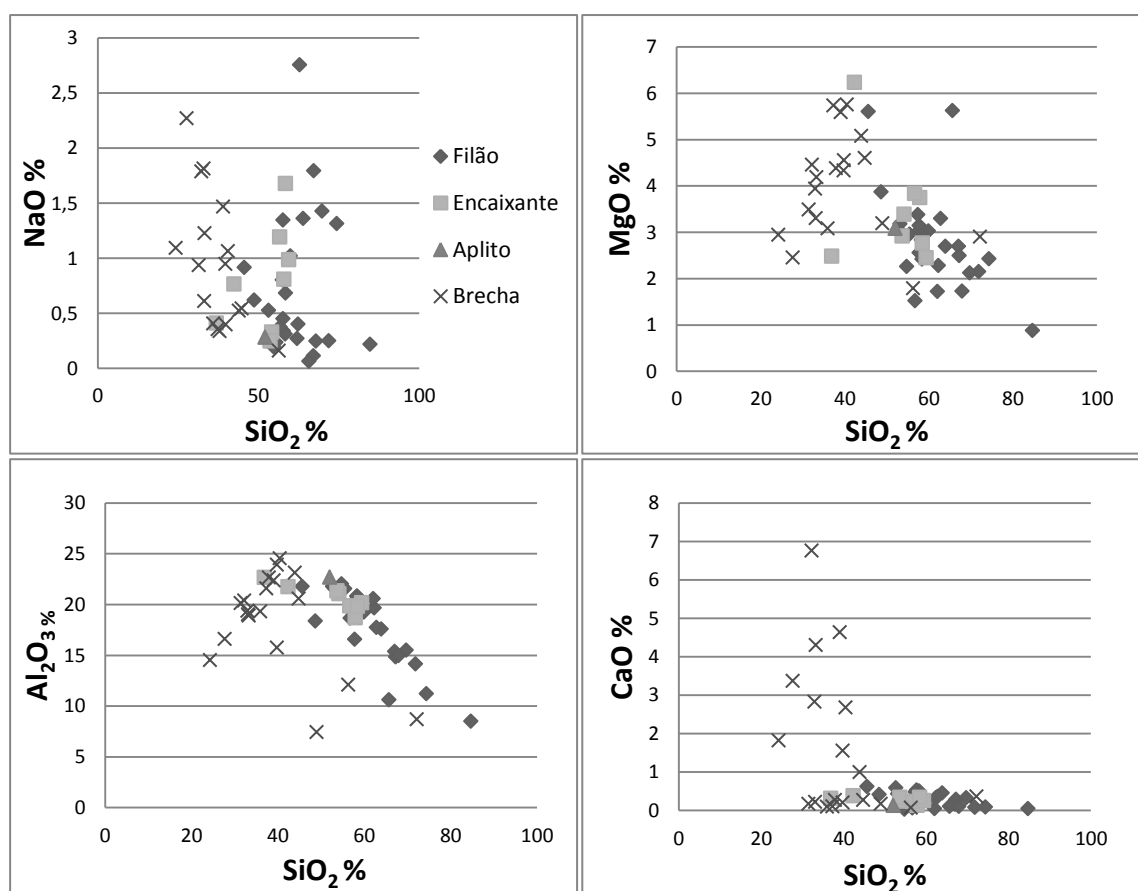
## 7. Análises Geoquímicas

Analisaram-se de forma quantitativa cada uma das amostras (Fluorescência de Raios-X - FRX) ou fases minerais (Microsonda Eletrónica - MSE) presentes em várias amostras. Foram analisadas com mais detalhe 16 LDP que correspondem a 13 amostras diferentes. Pretendeu-se amostrar lâminas de todas as sondagens e que, contêm mineralização, várias estruturas mineralizadas e onde foi possível observar halos de alteração hidrotermal, tentando assim caracterizar aquela zona do jazigo, com base na presente amostragem. O objetivo é analisar os minerais mais relevantes (volframite, cassiterite, scheelite e electrum) e os minerais associados. Foram analisadas 54 amostras para geoquímica de rocha total através de FRX.

### 7.1. Geoquímica multi-elementar - Fluorescência de Raios-X

A técnica de FRX é relativamente simples, precisa, económica e é bastante utilizada na determinação da composição química de vários materiais, incluindo minerais, rochas e sedimentos. A preparação das amostras foi realizada na FCUL e as análises realizadas na Universidade de Aveiro através do equipamento Panalytical Axios (âmpola Rh). Das 54 amostras analisadas por FRX, 26 correspondem a filões, 19 a brechas, uma ao aplito e 8 à rocha encaixante. No total foram analisados 53 elementos cujos dados e limites de deteção se podem encontrar no Anexo 4. O Au não foi analisado pois esta técnica não se adequa a este elemento. Para evitar contaminação em tungsténio, que é um elemento que se pretendia quantificar, as amostras foram pulverizadas numa panela de ágata. Os dados analíticos são apresentados nesta secção sob a forma de tabelas com estatística descritiva simples, para se ter uma ideia global dos elementos com interesse. São igualmente apresentadas as correlações mais significativas entre elementos para as diferentes estruturas mineralizadas. As tabelas de correlação para os filões e brechas podem-se encontrar nos anexos em formato *excel*.

Existem séries de valores que se encontram abaixo do limite de deteção, que para efeitos do estudo estatístico, serão consideradas como vazios, de modo a não falsear os resultados originais, o que poderia conduzir a interpretações erróneas. Elementos como Ge, Se, Ag, Sb, I, Hf, Sm e Yb encontram-se limitados a alguns valores acima do limite de deteção e para os elementos, Ta e Te, não existem quaisquer valores. No anexo 4 podem encontrar-se igualmente caixas de bigodes, para todos os elementos analisados, que foram realizadas para observação da distribuição e variação dos elementos e existência de valores anómalos.



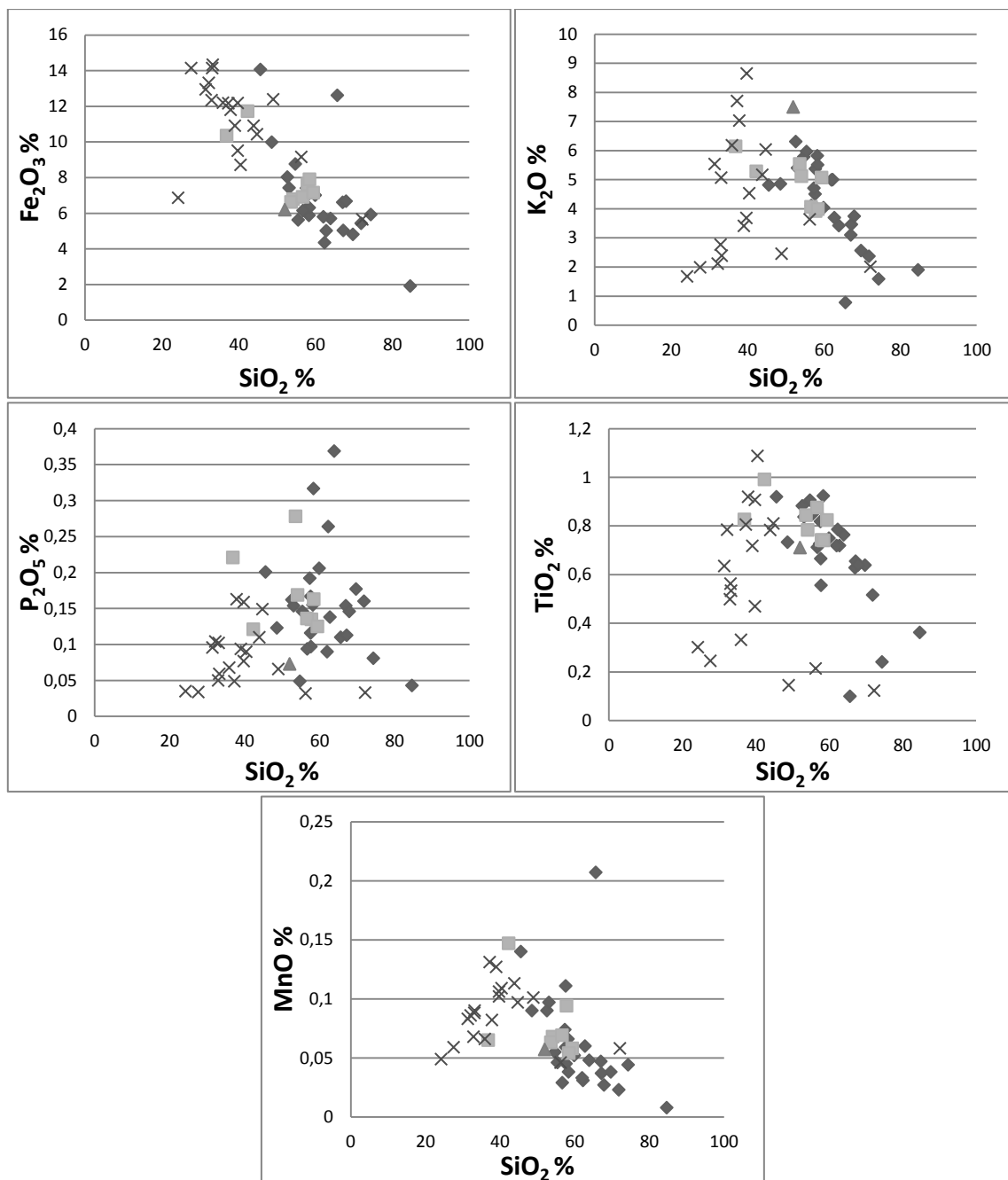


Figura 7.1 - Projeção dos diagramas de Harker para os óxidos (wt %) de SiO<sub>2</sub> versus elementos maiores.

Através dos diagramas de Harker (figura 7.1) é possível ter uma ideia geral da composição global das amostras em termos de elementos maiores. Observam-se correlações negativas entre o SiO<sub>2</sub> e o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, refletindo variações nos constituintes principais das rochas encaixantes e estruturas epigenéticas, principalmente da abundância relativa de filossilicatos (clorite, biotite e moscovite) relativamente ao quartzo. Já os restantes gráficos (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, MnO e NaO) revelam maior dispersão, principalmente devido à heterogeneidade composicional das brechas. Como seria de esperar, os valores mais elevados de SiO<sub>2</sub> (≈45-85%) encontram-se em amostras dominadas por filões de quartzo, pois este mineral é o predominante nestas estruturas, decrescendo no sentido encaixante, aplito e brechas. As amostras são invariavelmente pobres em CaO, no entanto existem várias exceções, em brechas, que se podem explicar pela presença de clinozoisite (mineral de Ca mais frequente), scheelite, carbonatos com alguma componente cálcica (calcite), fluorite, esfena e apatite,

sendo estes 2 últimos de fraca expressão. A rocha encaixante, composta por intercalações de xisto e grauvaque, tem como mineralogia principal quartzo e moscovite, com sulfuretos disseminados, geralmente pirite, pirrotite e arsenopirite. Na fácies de xisto a paragénese é mais complexa e pode ocorrer ainda biotite, clorite, carbonatos e turmalina. Estas fases minerais traduzem valores significativos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{NaO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , que são bastante variáveis dentro de cada uma das estruturas e rochas encaixantes. Os valores de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  são resultado da existência de rútilo, esfena e biotite (até 1% de  $\text{TiO}_2$ ) para Ti e fosfatos (apatite e monazite) para P. No gráfico  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  observa-se que os valores mais altos em Fe ocorrem em brechas, onde ocorre com mais frequência pirite, pirrotite, arsenopirite, calcopirite, esfalerite, marcassite, biotite, clorite e siderite.

Através da observação das caixas de bigodes podemos afirmar que os metais de maior interesse e elementos associados, W, Sn, Ag, Zn, As, Cu, Bi e Pb, estão entre os elementos que possuem valores anómalos, isto é, valores que se inserem fora da população existente dentro dos quartis superior e inferior, e que por isso são mais interessantes. As seguintes tabelas mostram a estatística descritiva e possibilitam uma apreciação simples dos elementos mais relevantes:

Tabela 7.1 - Representação da estatística descritiva dos elementos principais e associados, nas diversas estruturas mineralizadas e encaixante (N/A – abaixo do limite de deteção). Os valores do aplito correspondem apenas a uma amostra.

	ppm							
<b>BRECHA</b>	<b>Sn</b>	<b>W</b>	<b>Ag</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Pb</b>	<b>Bi</b>
Média	191	2484	13	564	12029	2605	523	103
Mediana	150	1810	11	470	8660	1260	62	110
Desvio-padrão	179	2363	7	492	10759	3258	1227	80
Mínimo	9	12	5	13	160	81	12	2
Máximo	740	9650	25	2090	36080	11540	4220	260
Nº de amostras	19	19	8	19	19	19	19	15
<b>FILÃO</b>								
Média	79	598	N/A	62	859	588	22	19
Mediana	63	20	N/A	46	265	200	17	7
Desvio-padrão	73	2471	N/A	77	1696	1167	18	26
Mínimo	5	5	N/A	8	48	43	10	3
Máximo	346	12370	N/A	400	6590	5170	77	65
Nº de amostras	25	25	N/A	25	26	26	25	5
<b>ENCAIXANTE</b>								
Média	88	33	5	153	1168	701	68	36
Mediana	54	16	5	40	165	244	16	36
Desvio-padrão	99	52	N/A	303	1858	1186	139	N/A
Mínimo	11	4	5	16	120	23	11	36
Máximo	320	160	5	900	4250	3500	410	36
Nº de amostras	8	8	1	8	8	8	8	1
<b>APLITO</b>								
Nº de amostras	1	1	1	1	1	1	1	1

Pela simples observação dos valores da mediana nos diferentes estilos de mineralização e encaixante, verifica-se que, todos os elementos de maior interesse, possuem teores mais elevados nas brechas, no entanto, verifica-se um valor máximo de 1,24% em W nos filões e 1340 ppm em Sn no

aplito. É de facto no aplito que o conteúdo em Sn é maior, devido à maior abundância de cassiterite, sendo rara a sua ocorrência noutro contexto. Para além da cassiterite ocorre também no aplito, volframite e scheelite (780 ppm em W). Metais como Ag, Zn, Cu e Pb atingem quantidades apreciáveis nas brechas.

Na sondagem S4 (com maior nº de amostras) verificam-se 3 intervalos mais ricos em W e Sn, para as sondagens S9 e S12 apenas se encontram 2 intervalos mais ricos (Tabela 7.2).

Tabela 7.2 - Intervalos mineralizados mais relevantes nas sondagens S4, S9 e S12.

Sondagem	Intervalos mineralizados (m)	Descrição	Correlações observadas	Concentrações obtidas
S4	40	Filão com escassa cassiterite	W-Sn-Zn-As	W (74 ppm) Sn (150 ppm) Zn (410 ppm) As (3260 ppm)
	≈71-75	Filão com volframite e scheelite e brecha com scheelite	Filão: W-Sn-Zn-As Brecha: W-Sn-Cu-Zn-As-Bi	<b>Filão:</b> W (1480 ppm) Sn (346 ppm) Zn (6180 ppm) As (5170 ppm) <b>Brechas (mediana):</b> W (3095 ppm) Sn (315 ppm) Cu (605 ppm) Zn (7015 ppm) As (6470 ppm) Bi (75 ppm)
	≈101-102	Xisto negro muito rico em sulfuretos disseminados. Rara scheelite identificada	W-Sn-Cu-Zn-As-Pb-Bi-Ag	W (160 ppm) Sn (320 ppm) Cu (900 ppm) Zn (4100 ppm) As (3500 ppm) Pb (410 ppm) As (5 ppm) Bi (36 ppm)
S9	96,40	Aplito com cassiterite, volframite e scheelite	Sn-W-As	W (780 ppm) Sn (1340 ppm) As (3600 ppm)
	≈131-137	Brechas com scheelite, brechas com volframite e filões com scheelite	W-Sn-Zn-As-Pb-Bi-Ag	<b>Mediana:</b> W (2180 ppm) Sn (200 ppm) Zn (9030 ppm) As (1260 ppm) Pb (435 ppm) As (18 ppm) Bi (110 ppm)
S12	100	Filão de quartzo com volframite?	Sn-W	W (540 ppm) Sn (140 ppm)
	≈180-184	Brecha com scheelite	W-Cu-Zn-As-Pb-Bi-Ag	<b>Mediana:</b> W (2110 ppm) Cu (500 ppm) Zn (14250 ppm) As (820 ppm) Ag (8 ppm) Bi (180 ppm); Valor máximo Pb=500 ppm



Pela observação da tabela acima verificam-se valores mais interessantes para W que para Sn. Quase sempre se verificam valores mais elevados deste metal em brechas em conjunto com conteúdos elevados em Zn e As, menores que os anteriores para Cu e localmente podendo existir enriquecimentos em Pb, Bi e Ag. Verificam-se valores acima da centena de ppm em Sn em quase todos os intervalos.

A análise das matrizes de correlação permite obter de forma rápida, potenciais correlações entre duas variáveis (elementos químicos). Durante a amostragem foi escolhida uma amostra de xisto (S9-30.58) sem mineralização e raros veios para representar um *background* local. Nesta amostra encontram-se valores de 10,8 ppm em Sn e 4,4 ppm em W (ver restantes valores na tabela 4.1 em anexo). O F, Ag e Bi estão ausentes na amostra de xisto e dentro dos elementos maiores verificam-se valores concordantes com a presença de moscovite e quartzo como minerais principais ( $\text{SiO}_2=58,46\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=19,83\%$ ;  $\text{K}_2\text{O}=3,99\%$ ). No entanto, verificam-se valores assinaláveis de  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,68%),  $\text{MgO}$  (2,77%),  $\text{TiO}_2$  (0,74%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,16%) e de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7,90%) e valores baixos de  $\text{SO}_3$  (0,09%),  $\text{CaO}$  (0,35%),  $\text{MnO}$  (0,05%), Cu (15,8 ppm), Zn (120 ppm), As (22,7 ppm) e Pb (11,2 ppm).

Foi construída uma matriz para cada estilo de mineralização (brechas e filões), com exceção do aplito cujos resultados se obtiveram a partir de uma amostra singular. A inclusão do encaixante não será realizada pois a fraca representatividade afeta a interpretação dos resultados. A base das matrizes é um coeficiente  $r$  cuja aproximação à unidade significa uma excelente correlação linear. Deste modo foram definidos vários intervalos:  $r > 0,95$  significa uma correlação muito forte,  $r$  entre 0,95 a 0,80 correlação forte, e  $r$  entre 0,80 a 0,75 como correlação linear possível. Estas correlações lineares podem ser positivas ou negativas, com valores máximos entre 1 e -1, respectivamente. Além de possíveis correlações elementares, através da FRX podem-se confirmar associações minerais observadas em amostra de mão, ao microscópio e em resultados obtidos por MSE. Várias correlações acima de 0,75 foram descartadas por escassez de análises de um ou outro elemento, depois de uma cuidada análise foi possível identificar as seguintes correlações lineares positivas:

- W-Zn ( $r=0.76$  em filões); W-Cu ( $r=0.87$  em brechas)
- Sn-Cu ( $r=0.86$  em filões); Sn-As ( $r=0.81$  em filões)
- Zn-Cd ( $r=0.96$  em filões e  $r=0.89$  em brechas); Zn- $\text{SO}_3$  ( $r=0.84$  em filões e  $r=0.86$  em brechas); Zn-Cu ( $r=0.84$  em filões);
- Cu-As ( $r=0.81$  em filões); Cu- $\text{SO}_3$  ( $r=0.80$  em filões e  $r=0.85$  em brechas); Cu-Co ( $r=0.79$  em filões)

Foram realizados gráficos de fatores de enriquecimento para os metais W, Sn, Cu, Zn, As, Pb, Ag, Bi e para os elementos maiores, ao longo das sondagens S4, S9 e S12 (Anexo 4.2). Os fatores foram colocados em evidência tendo como base de comparação a concentração média da crosta continental superior (Rudnick e Gao, 2003) dos metais e complexos atrás referidos. Na figura 7.2 estão evidenciados os elementos W, Sn, Cu, Zn, Pb, Ag e Bi ao longo da sondagem S4, dentro dos intervalos mineralizados existem 2 que se destacam, onde os picos (71-76 m e  $\approx 101$  m) correspondem a brechas e a xistos ricos em sulfuretos.



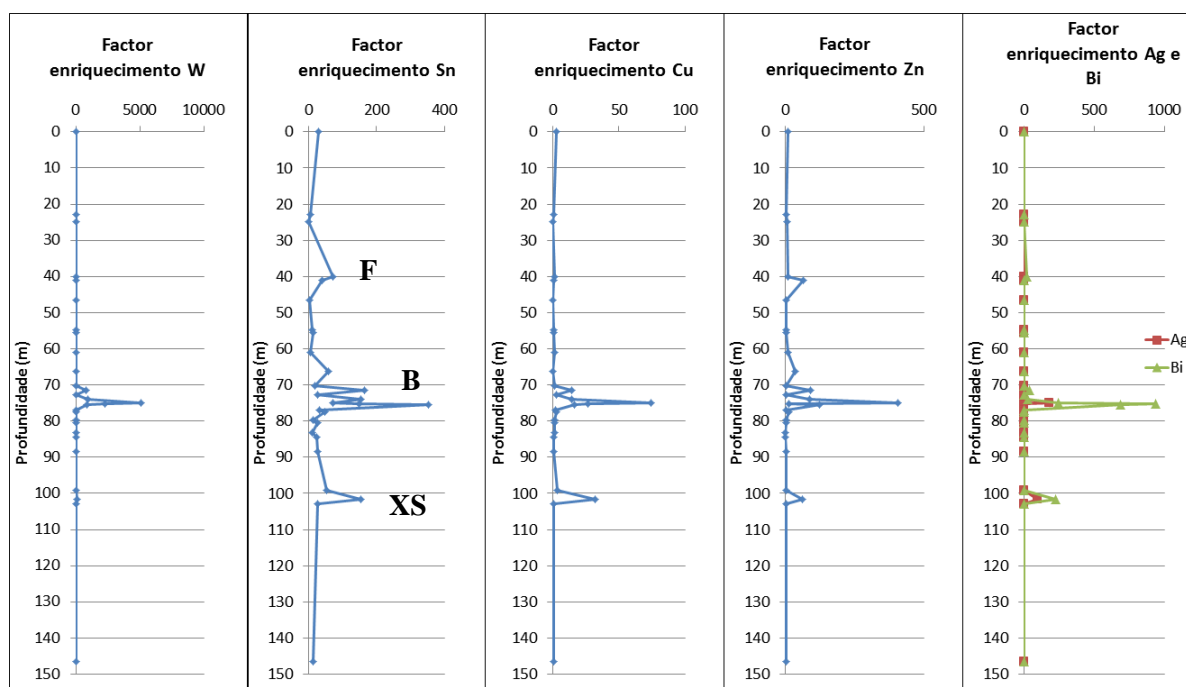


Figura 7.2 - Fatores de enriquecimento para os elementos W, Sn, Cu, Zn, Ag e Bi, na sondagem S4. Os troços mais enriquecidos correspondem a um filão (F), brechas (B) e xisto rico em sulfuretos (XS).

## 7.2. Química Mineral - Microsonda Eletrónica

A química mineral terá papel chave na realização deste estudo pois será a partir dos dados analíticos obtidos através da microsonda eletrónica (MSE) que se tentará encontrar indicadores geoquímicos com associação aos minerais com W, Sn e Au-Ag e a minerais relevantes no enquadramento local associados à mineralização. Foram realizadas tabelas de estatística descritiva para cada mineral analisado (Anexo 5.26), de modo a facilitar a visualização dos elementos maiores, menores e traço presentes, mais significativos, em cada um deles. No total foram realizadas cerca de 700 análises de MSE. Apenas serão abordados com mais detalhe os seguintes minerais: scheelite, wolframite, cassiterite, rutilo, arsenopirite, esfalerite, calcopirite, galena, feldspatos, micas, turmalina, carbonatos, minerais de bismuto (Te e Au) e electrum. Esta escolha recai sobre os minerais com maior interesse económico, portadores de W, Sn, Zn, Cu, Pb, Au e Ag e minerais associados a estes (silicatos e carbonatos). Após a realização das análises de MSE e posterior recolha dos dados em percentagem de peso (wt%) em óxidos ou metais, consoante a fase mineral, foram efetuados os cálculos das distribuições catiónicas assumindo estequiometria, para cada uma das fases minerais e procedeu-se à avaliação dos mesmos cálculos (Anexo 5). Para cada uma das fases minerais analisadas foram usados diferentes perfis analíticos (tabela 5.1 do Anexo 5) e condições de análise. O equipamento utilizado foi a microsonda eletrónica JEOL JXA 8200 localizada no Departamento de Geologia da FCUL.

### 7.2.1. Minerais portadores de W-Sn

#### 7.2.1.1. Scheelite

A scheelite é o mineral de W mais frequente e representativo do leque de amostras deste estudo. Cerca de metade das amostras (24 amostras num total de 56) possuem mineralização de scheelite que pode ou não estar acompanhada de outro mineral portador de W (wolframite), Sn ou Au-Ag. A scheelite é um tungstato de cálcio ( $\text{CaWO}_4$ ) que na sua composição química pode apresentar alguns elementos menores ou traço como o Ta e o Nb, ou mesmo formar uma solução sólida com a powellite ( $\text{CaMoO}_4$ ). A substituição significativa de W por Mo (componente powelítica) pode ser comprovada através da luz ultravioleta, com a presença de tonalidades alaranjadas contrastando com

os azuis habituais de uma scheelite mais pura, o que não se verifica, nas amostras estudadas. A scheelite não ocorre no encaixante, restringindo-se a estruturas epigenéticas como brechas ou filões. Numa amostra de brecha observam-se alguns cristais zonados. Após análise de MSE constata-se ligeiro enriquecimento em FeO nos bordos. As análises de scheelite encontram-se tabeladas no Anexo 5.1 e foram realizadas num filão de quartzo (2 análises), no aplito (10 análises) e em várias brechas (69 análises).

Tabela 7.3 – Análises representativas de scheelites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 4 O.

	Filão		Brecha		Aplito	
wt%/Amostra	75.3811_b1	132.0012_b2	182.6_b6_sch	182.6_b2_sch	96.4012_b4	96.4012_b5
<b>CaO</b>	<b>20.20</b>	<b>20.17</b>	<b>20.23</b>	<b>20.27</b>	<b>20.47</b>	<b>20.22</b>
FeO	0.00	0.01	0.00	0.13	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05
<b>WO<sub>3</sub></b>	<b>78.94</b>	<b>78.46</b>	<b>79.50</b>	<b>78.53</b>	<b>79.29</b>	<b>78.56</b>
ZrO <sub>2</sub>	0.47	0.05	0.16	0.12	0.48	0.38
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.17	0.06	0.16	0.21	0.10
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.38	0.21	0.00	0.00	0.04
MoO	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>99.8</b>	<b>99.3</b>	<b>100.1</b>	<b>100.1</b>	<b>100.4</b>	<b>99.4</b>
<b>a.p.f.u.</b>						
<b>Ca</b>	<b>1.015</b>	<b>1.034</b>	<b>1.028</b>	<b>1.038</b>	<b>1.037</b>	<b>1.034</b>
Fe	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Mn	0.020	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
<b>Total</b>	<b>1.025</b>	<b>1.034</b>	<b>1.029</b>	<b>1.043</b>	<b>1.037</b>	<b>1.036</b>
<b>W</b>	<b>0.976</b>	<b>0.973</b>	<b>0.977</b>	<b>0.973</b>	<b>0.971</b>	<b>0.971</b>
Zr	0.012	0.001	0.004	0.003	0.011	0.009
Nb	0.003	0.004	0.001	0.004	0.005	0.002
Ta	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.001
Mo	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>0.992</b>	<b>0.983</b>	<b>0.986</b>	<b>0.980</b>	<b>0.987</b>	<b>0.983</b>

As scheelites são relativamente puras, não se verificando grandes variações nos elementos principais (W e Ca). No entanto convém notar o desvio sistemático à fórmula ideal (Fig. 7.3) com excesso de Ca (> 1 a.p.f.u.) e deficiência em W (< 1 a.p.f.u.). Na posição ocupada pelo Ca pode existir pontualmente substituição por Mg, Pb, Fe, Zn, Mn, Cu e Co. Na posição do W as substituições incluem Si, Ti, Ta, Zr, Nb e Mo. De entre estes, apenas o Zr apresenta alguma diferenciação, definindo duas populações cujos valores são inferiores ou superiores a 2000 ppm de Zr (Fig. 7.3). A população mais pobre em Zr apenas ocorre nas brechas enquanto os teores mais ricos em Zr surgem em todas as estruturas (filões, aplito e brechas). Essas duas populações podem ocorrer na mesma amostra de brecha mas não é visível qualquer variação intracristalina. Podemos estar perante evidências de 2 episódios de precipitação de scheelite distintos embora do ponto de vista textural não seja possível distinguir as duas gerações.

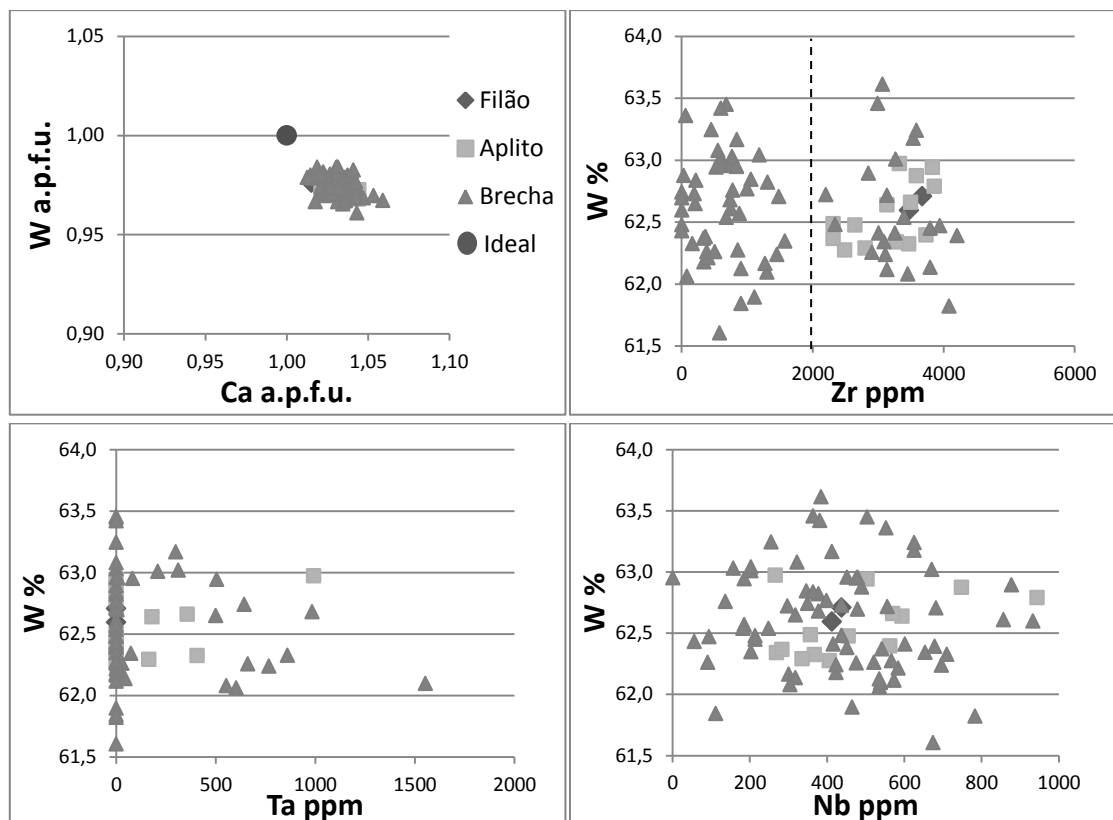


Figura 7.3 - Relações entre elementos químicos (W, Ca, Zr, Ta e Nb) presentes na composição química da scheelite em vários tipos de estruturas mineralizadas. No gráfico W vs Ca (a.p.f.u.) está colocado um círculo com a composição ideal da scheelite.

Existem scheelites sem Ta ou com valores muito baixos deste elemento, no entanto todas possuem valores traço de Nb. De notar que no caso dos aplitos, apesar da variação do Nb os valores de W são mais homogêneos do que nas brechas.

#### 7.2.1.2. Volframite

A volframite é, a seguir à scheelite, o mineral mais rico em W. A volframite foi identificada em 6 amostras, quase sempre em associação com a scheelite, mas pode ocorrer isolada ou, no caso do aplito, em associação com scheelite e cassiterite.

Tabela 7.4 - Análises representativas de volframites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 4 O.

	Filão		Brecha		Aplito	
wt %/Amostra	71.3712_b6_wft	133.65_b6	135_23_b3	96.4011_b6	96.4011_b4	
<b>WO<sub>3</sub></b>	<b>75.55</b>	<b>74.53</b>	<b>74.79</b>	<b>75.82</b>	<b>74.35</b>	<b>74.93</b>
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.20	0.24	0.24	0.23	0.07
ZrO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.22	0.46	0.48	0.00
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.34
<b>FeO</b>	<b>18.42</b>	<b>22.91</b>	<b>22.85</b>	<b>17.47</b>	<b>22.47</b>	<b>23.06</b>
<b>MnO</b>	<b>5.05</b>	<b>1.02</b>	<b>1.15</b>	<b>6.47</b>	<b>1.09</b>	<b>0.47</b>
MgO	0.12	0.00	0.01	0.04	0.09	0.14
<b>Total</b>	<b>99.40</b>	<b>98.70</b>	<b>99.30</b>	<b>100.50</b>	<b>98.70</b>	<b>98.90</b>
<b>a.p.f.u.</b>						
<b>W</b>	<b>0.989</b>	<b>0.976</b>	<b>0.976</b>	<b>0.980</b>	<b>0.980</b>	<b>0.983</b>
Nb	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.002
Zr	0.000	0.000	0.005	0.011	0.012	0.000
Ta	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005
<b>Total</b>	<b>0.995</b>	<b>0.981</b>	<b>0.987</b>	<b>0.996</b>	<b>0.997</b>	<b>0.990</b>

Fe	0.778	0.967	0.962	0.729	0.956	0.977
Mn	0.216	0.044	0.049	0.274	0.047	0.020
Mg	0.009	0.000	0.001	0.003	0.007	0.011
Total	1.003	1.011	1.012	1.006	1.010	1.008

As análises de volframite compreendem: 10 num filão de quartzo, 2 no encaixante do filão, 20 no aplito e 35 nas brechas (Anexo 5.2). O termo volframite  $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$  representa uma solução sólida entre os termos ferberite (Fe) e hubnerite (Mn). Todas as volframites analisadas correspondem a ferberites, embora possam atingir valores até 8 % de MnO. Os gráficos da figura 7.4, W vs Fe (a.p.f.u.) e Mn vs Fe (a.p.f.u.), mostram duas populações distintas independentemente das substituições na posição do W. Como é expectável Fe e Mn apresentam uma correlação negativa, uma vez que ocupam a mesma posição na estrutura do mineral, pondo em evidência a solução sólida. Verifica-se que as volframites presentes no aplito apresentam teores em Mn muito baixos, contrastando com as brechas e filão onde ocorrem volframites pertencentes às duas populações. Observa-se ainda que as volframites com maior componente hubnerítica (15-30%) apenas ocorrem em amostras onde a scheelite não está presente. Quando a volframite ocorre com scheelite e cassiterite a componente hubnerítica não excede os 7%. Nas amostras em que ocorrem as duas populações não foi perceptível qualquer zonamento intracristalino ou mesmo de duas gerações distintas de volframite.

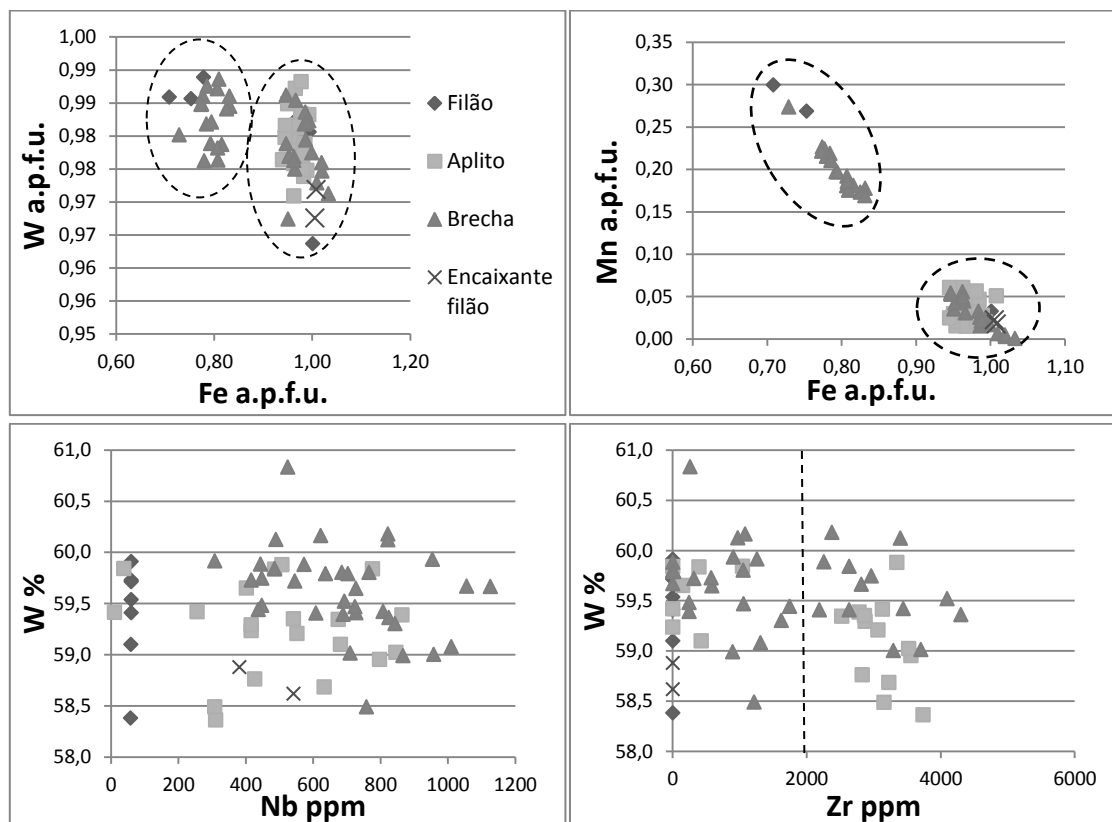


Figura 7.4 - Relações entre elementos químicos (W, Fe, Mn, Nb e Zr) presentes na composição química da volframite em vários tipos de estruturas mineralizadas.

Existem por vezes traços de Mg, Pb, Ca, Zn, Cu e Co na posição do Fe e Mn e, na posição ocupada por W, traços de Al, Sn, Si, Ti, Ta, Zr e Nb. Destes, salienta-se o Nb e o Zr (Fig. 7.4). São raras as volframites que não possuem Nb. O gráfico da figura 7.4 põe em evidência a grande variabilidade de valores em Nb, registando-se nas brechas os valores mais elevados (> 1000 ppm) e nos filões os valores mais baixos (< 100 ppm). No que diz respeito ao Zr registam-se valores nulos para as volframites do filão e do encaixante, enquanto as brechas apresentam maior dispersão mas podendo atingir valores máximos superiores a 4000 ppm. O teor em Zr nas volframites do aplito

apresenta um comportamento bimodal semelhante ao verificado na scheelite com idêntico valor (2000 ppm) que separa ambas as populações.

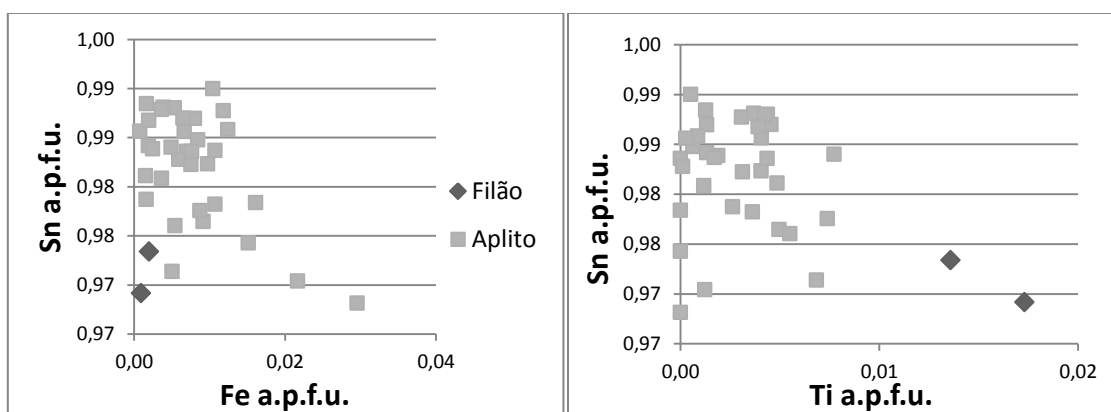
### 7.2.1.3. Cassiterite

A cassiterite ( $\text{SnO}_2$ ) é o principal mineral de estanho presente, tendo sido identificado em apenas 3 amostras. Frequente no aplito, ocorre em menores proporções na proximidade de um filão de quartzo e micas mineralizado em volframite. As cassiterites estudadas (Anexo 5.3) aproximam-se da sua composição ideal com um valor mínimo de 97 wt %  $\text{SnO}_2$ . Conteúdos variáveis de Ti, Nb, Ta e Fe substituem o Sn na estrutura da cassiterite, podendo pontualmente entrar na mesma posição traços de Bi, Zn, Si, Al e W.

Os principais elementos que substituem o Sn são o Fe e o Ti (Fig.7.5), correspondendo a valores máximos de 1,41 wt % (FeO) e 0,92 wt % ( $\text{TiO}_2$ ), respectivamente. Apesar de apenas existirem 2 análises no encaixante de um filão, este revela valores de Ti maiores que no aplito, o mesmo sucedendo com o Nb. As cassiterites possuem, no geral, valores muito baixos ou nulos em Nb e Ta (Fig.7.5), podem-se no entanto registar valores que podem atingir os 1000 ppm e 1100 ppm, respectivamente. No encaixante do filão não se verifica a presença de Ta.

Tabela 7.5 - Análises representativas de cassiterites nas diversas estruturas mineralizadas. Apenas foram colocados os elementos mais relevantes para o estudo. Cálculo estequiométrico com base em 2 O.

	Filão		Aplito	
wt %/Amostra	71.3712_b2_cas	96.4011_b5_cas	96.4012_b6	
<b><math>\text{SnO}_2</math></b>	<b>97.06</b>	<b>97.49</b>	<b>98.43</b>	<b>98.68</b>
FeO	0.04	0.09	0.28	0.32
$\text{TiO}_2$	0.92	0.72	0.00	0.01
$\text{ZnO}_2$	0.00	0.16	0.02	0.13
$\text{WO}_3$	0.12	0.00	0.00	0.33
$\text{Ta}_2\text{O}_5$	0.00	0.00	0.18	0.00
$\text{Nb}_2\text{O}_5$	0.18	0.24	0.00	0.02
<b>Total</b>	<b>98.3</b>	<b>98.7</b>	<b>99.3</b>	<b>99.4</b>
<b>a.p.f.u.</b>				
<b>Sn</b>	<b>0.969</b>	<b>0.973</b>	<b>0.983</b>	<b>0.986</b>
Fe	0.001	0.002	0.002	0.007
Ti	0.017	0.014	0.000	0.000
Zn	0.000	0.003	0.000	0.002
W	0.001	0.000	0.000	0.002
Ta	0.000	0.000	0.001	0.000
Nb	0.002	0.003	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>0.990</b>	<b>0.995</b>	<b>0.986</b>	<b>0.997</b>



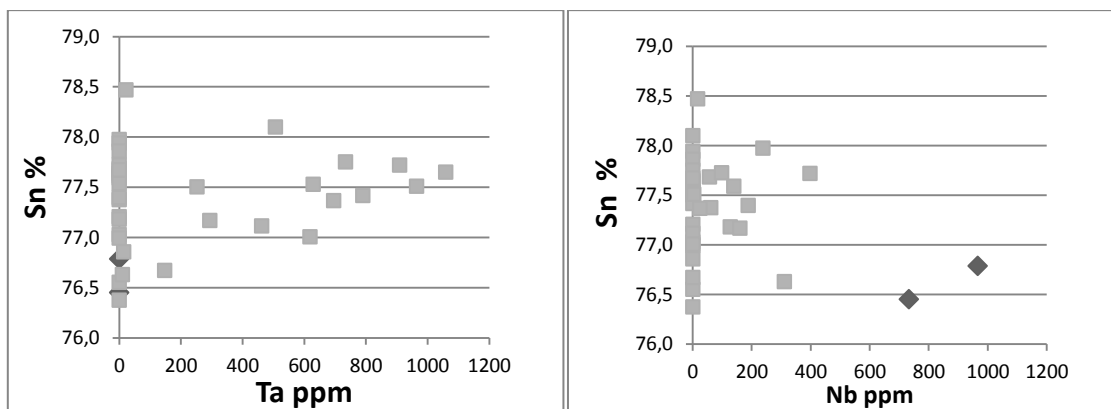
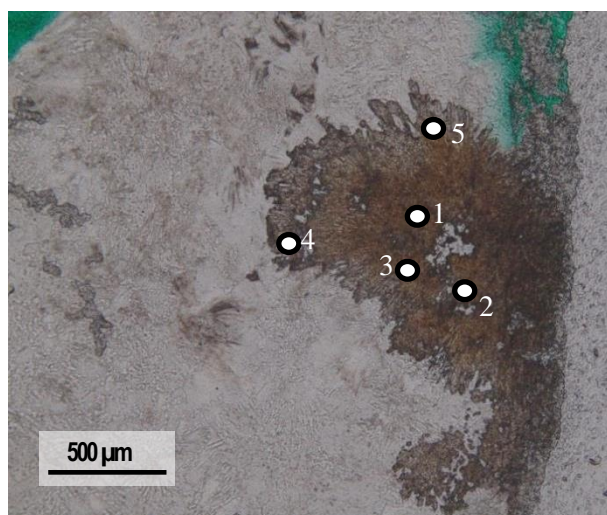


Figura 7.5 - Relações entre elementos químicos (Sn, Nb, Ta, Fe e Ti) presentes na composição química da cassiterite em vários tipos de estruturas mineralizadas.



96.4011_b4_cas					
1	2	3	4	5	wt
97.57	98.51	96.96	98.62	97.99	SnO <sub>2</sub> %
0.72	0.33	1.41	0.40	0.77	FeO %
0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	TiO <sub>2</sub> %
0	340	0	140	310	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ppm
40	0	0	0	0	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ppm

Figura 7.6 - Cassiterite zonada no aplito. Do lado direito encontra-se a tabela com análises de MSE com os principais elementos na forma de óxidos.

O zonamento cromático (Fig. 7.6 e Fig. 7.7) na cassiterite foi alvo de estudo, sendo a variação de cor entre 2 tons de castanho, um claro e outro escuro. As análises 1, 2 e 3 representam os tons mais claros e a 4 e 5, os mais escuros. Pelos valores observados (Fig. 7.6) nota-se que não existe variação composicional relacionada com a variação cromática.



96.4011_b1_cas				
1	2	3	4	wt
98.99	98.95	98.57	97.79	SnO <sub>2</sub> %
0.08	0.25	0.09	0.44	FeO %
0.07	0.23	0.07	0.26	TiO <sub>2</sub> %
580	0	0	0	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ppm
0	0	0	0	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ppm

Figura 7.7 – Cassiterite zonada no aplito.

As cassiterites da figura 7.7 mostram a mesma variação cromática em que as análises 1 e 3 correspondem às cores mais claras e as 2 e 4 às mais escuras. Neste caso existe maior conteúdo em Fe e Ti nas zonas mais escuras do que nas zonas mais claras. Do global das análises efetuadas em cassiterites zonadas pode concluir-se que a variação elementar não é linear, mas ainda assim os valores de Ti são os mais consistentes quando nos referimos a zonas mais escuras, denotando-se um ligeiro aumento quando comparado com as zonas mais claras do mineral.

#### 7.2.1.4. Estanite

A estanite ( $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ ) é, para além da cassiterite, outro mineral portador de Sn presente nas várias estruturas mineralizadas. A amostra mais rica em estanite corresponde a um filão rico em sulfuretos e onde também ocorre volframite. A reduzida dimensão e posição sistemática nos bordos da esfalerite impossibilitou um maior número fidedigno de análises. Foram realizadas análises num filão mineralizado em volframite (2), em scheelite (1) e no aplito (5). Neste mineral as substituições que podem ocorrer envolvem a troca de Fe por Zn e troca de Sn por Te. O cálculo estequiométrico foi realizado com base em 4 S.

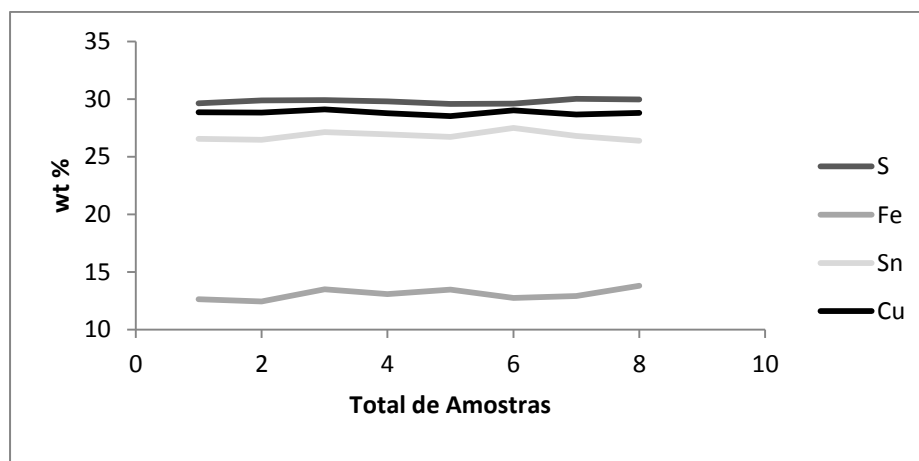


Figura 7.8 - Variação dos elementos principais (Cu, Fe, Sn e S) presentes nas estanites analisadas.

Pela observação da figura 7.8 não se registam variações significativas nos principais elementos que constituem este mineral. Através da análise dos resultados de química mineral também não se verificam correlações significativas entre elementos.

#### 7.2.1.5. Rútilo

O rútilo ( $\text{TiO}_2$ ) é uma das principais fontes de titânio e que comumente contém quantidades menores de outros elementos. As substituições mais frequentes envolvem a troca de Ti por uma vasta gama de elementos, nos quais se podem destacar elementos incompatíveis, como por exemplo o Nb, Ta, W, Sn e Cr. As amostras aqui apresentadas provêm de rútilos encaixados em metassedimentos e que apresentam alguns valores interessantes para W e Sn (Anexo 5.4) A distinção neste caso será feita com base na proximidade às estruturas mineralizadas. Foram efetuadas 6 análises de rútilo proximal a filões de quartzo (1 deles não mineralizado), 2 em xisto negro com sulfuretos disseminados e 4 no encaixante de brechas mineralizadas em scheelite. O  $\text{TiO}_2$  varia entre 89 e 98 wt %, aproximadamente, e registam-se valores elevados de  $\text{WO}_3$  (1.6 – 4.16 wt %) e  $\text{SnO}_2$  (0.2 – 2.17 wt %) em alguns rútilos. Na figura 7.8 pode-se observar rútilo em associação com volframite o que poderá ter permitido o enriquecimento em W verificado no rútilo, com valores entre 1.3 a 1.6 wt % de  $\text{WO}_3$ .



Figura 7.9 - Rútulo e volframite encaixados em xisto negro próximos a um filão de quartzo mineralizado em volframite. (Lâmina S4-71.37 L2).

As análises de rútilo revelam teores acima de 1wt % para Al, Si e Fe (Anexo 5.4), para além dos já referidos W e Sn. Abaixo de 1 wt % são vários os elementos que se podem assinalar mas destacam-se o Nb, V e Ta (Anexo 5.4), pela frequência e conteúdos no global das análises. Nas análises onde o conteúdo em Ti é mais baixo verifica-se a presença dos elementos atrás mencionados. Em semelhança à cassiterite o cálculo estequiométrico foi realizado com base em 2 O.

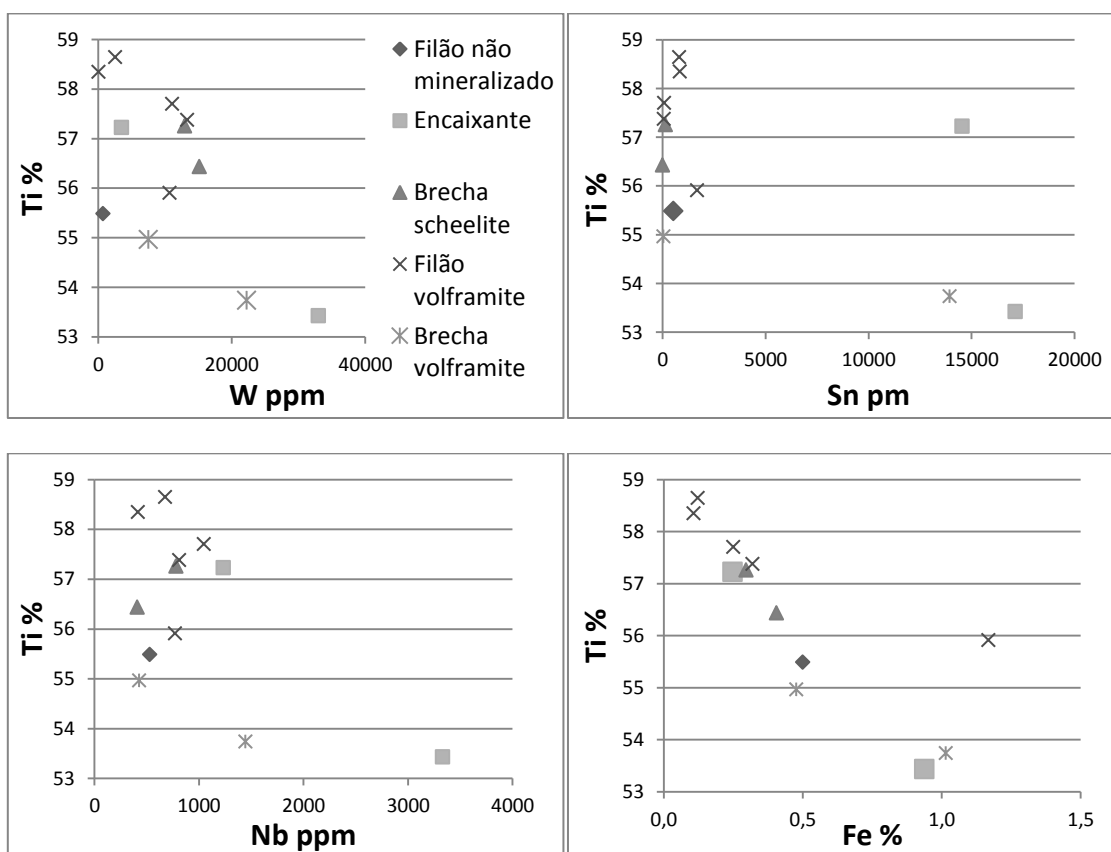


Figura 7.10 - Relações entre elementos químicos (Ti, Sn, W, Fe e Nb) presentes na composição química de rútilo em vários tipos de estruturas mineralizadas.

Pela observação dos gráficos da figura 7.10 reconhece-se que os principais elementos que substituem o Ti na composição química do rútilo apresentam variações significativas. No gráfico Ti vs Fe verifica-se uma razoável correlação negativa. Na maioria das análises os valores de Nb variam entre 0 e 1000 ppm, excetuando um valor anômalo (3300 ppm) que se analisou no aplito.



## 7.2.2. Minerais de Au-Ag, Bi e Te

### 7.2.2.1. Electrum

A ocorrência desta liga de ouro e prata observa-se em várias estruturas mineralizadas, assicando-se preferencialmente a galena, bismuto nativo, bismutinite e bismuto-teluretos. Para além do electrum, identificou-se Au na forma de maldonite, um mineral de Au e Bi, embora raro.

As partículas de electrum são bastante reduzidas e, muitas vezes o feixe da MSE captura os minerais em seu redor, como por exemplo esfalerite e pirrotite, conduzindo a valores anómalos de Zn e Fe. Este mesmo fator impossibilitou a recolha de dados de maneira mais eficaz. O cálculo estequiométrico desta liga foi realizado com base na unidade. As análises foram realizadas em electrum presente num filão com scheelite, no aplito, em xisto negro rico em sulfuretos (encaixante) e em brechas mineralizadas em W. Os valores de Au variam entre 56 e 69% e os de Ag entre 31 a 38%.

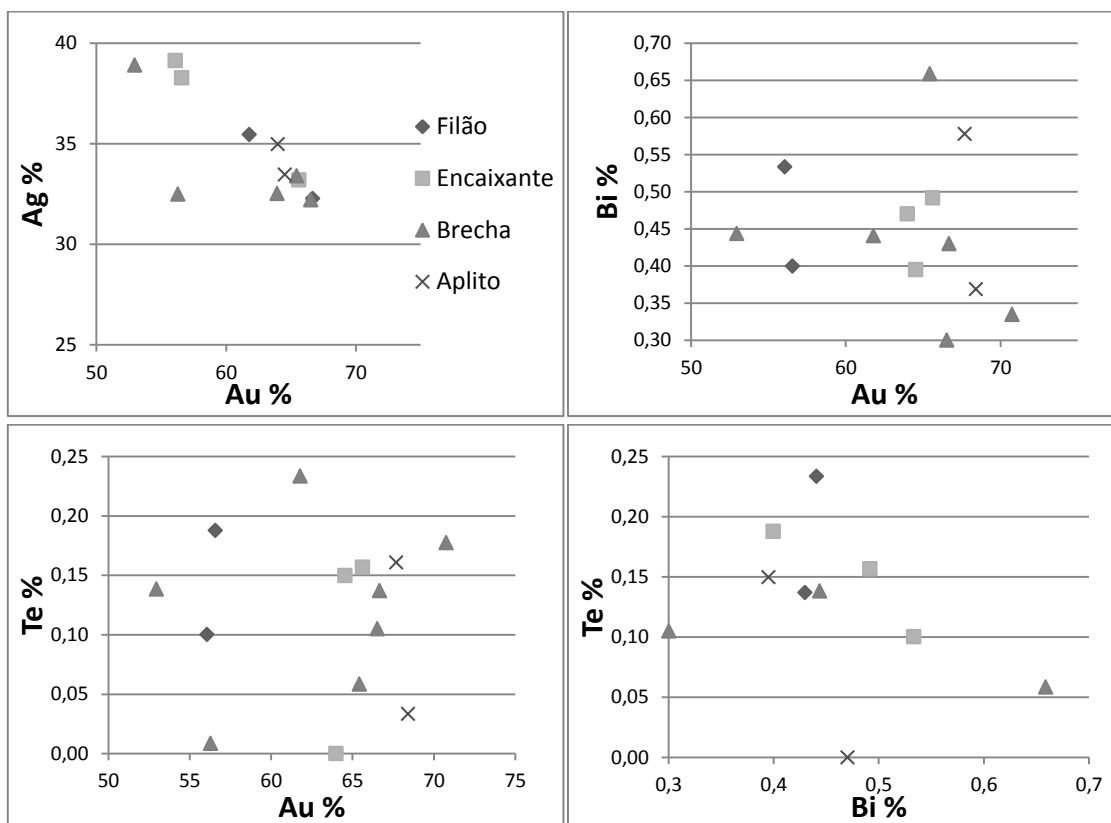


Figura 7.11 - Relações entre elementos químicos (Au, Ag, Bi e Te) presentes na composição química de electrum em vários tipos de estruturas mineralizadas. Valores em % (após efetuado o cálculo da química mineral do próprio mineral).

Da observação dos gráficos da figura 7.11, verifica-se uma correlação negativa entre Au e Ag. Bi e Te são elementos que entram sistematicamente nesta liga mas não mostram qualquer tipo de correlação com o Au ou mesmo entre eles.

### 7.2.2.2. Minerais de Bi, Bi-Te e Bi-Au

Dentro deste leque de elementos, sendo o principal, o bismuto, regista-se a ocorrência de bismuto nativo, bismutinite, joseíte, protojoseíte e maldonite por ordem decrescente. Os minerais deste grupo ocorrem com alguma frequência em esfalerite, normalmente preenchendo espaços abertos neste mineral, mas são ainda mais frequentes em fraturas na arsenopirite, particularmente o bismuto nativo. Também se observam associados a pirite e pirrotite em conjunto com calcopirite. A apresentação dos dados de MSE de cada um destes minerais será efetuada individualmente. Encontram-se apenas em filões de quartzo e brechas, e verificou-se que aquando da observação das LDP quando se encontrava

a associação arsenopirite-bismuto nativo, galena-bismuto nativo ou bismuto nativo-bismutinite a probabilidade de encontrar electrum é alta. A realização do cálculo estequiométrico deste grupo de minerais foi realizada da seguinte forma: bismuto nativo (base na unidade), bismutinite (base em 3 S) e bismuto-teluretos (com base em 7 iões).

### Bismuto nativo (nº de amostras =12)

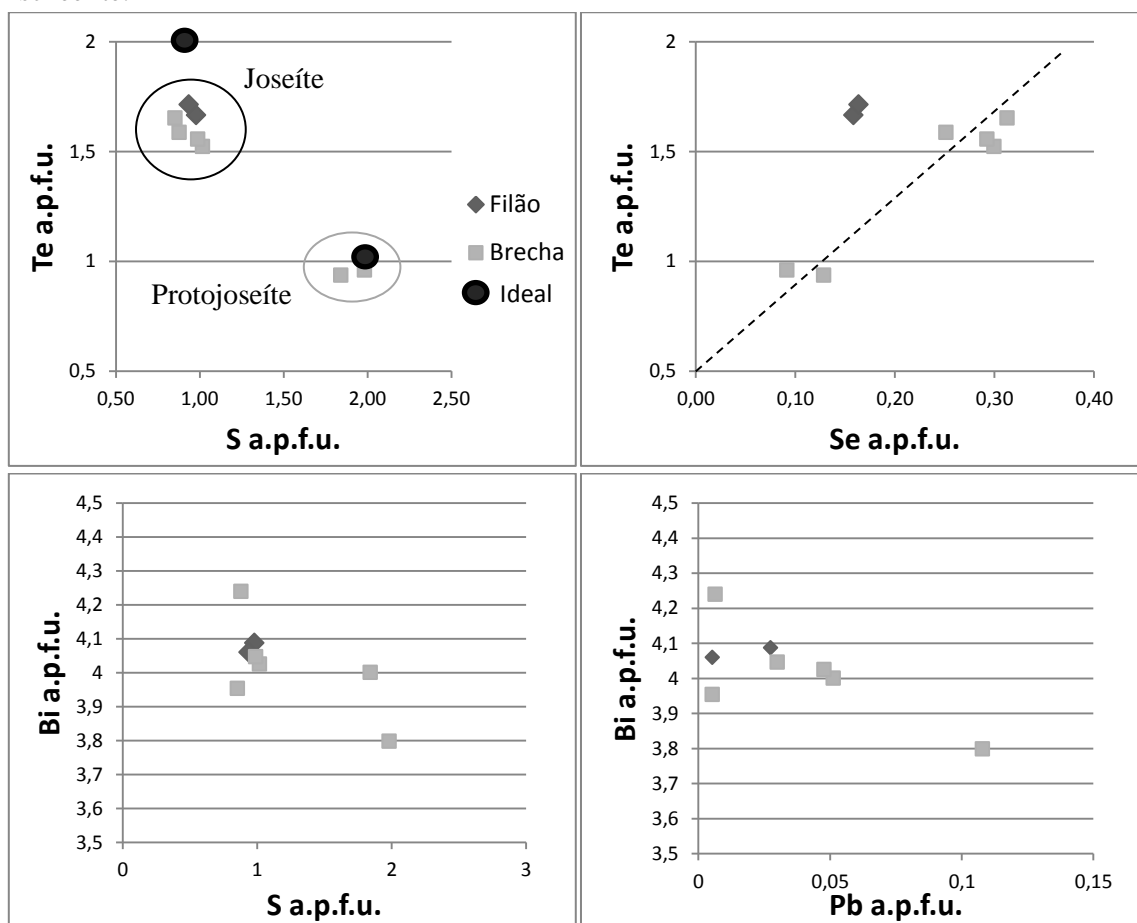
Nas análises de bismuto nativo (Anexo 5.7) pôde-se identificar a existência esporádica de vários elementos traço, como por exemplo o Fe e Zn. Não se verifica nenhuma correlação assinalável.

### Bismutinite (nº de amostras =3)

Dentro deste leque de amostras o Fe, Au e Ag estão sempre presentes em quantidades traço. As 3 análises distribuíram-se por 1 filão e 2 brechas, mineralizados em scheelite. No anexo 5.26 (Tabela 5.8) apenas se apresenta a estatística das amostras de brecha, uma vez que no filão existe apenas uma análise reportada aqui em wt % metal: Bi (83,36), S (16,10), Fe (0,22), Cu (0,01), Au (0,05) e Ag (0,03). Apesar de não se verificarem correlações significativas, observa-se que os conteúdos em Bi e Au são maiores no filão do que nas brechas por oposição ao S e Fe que são menores nas análises de bismutinite do filão (Anexo 5.26, Tabela 5.8).

### Bismuto-teluretos - Joseíte (nº de amostras =6), Protojoseíte (nº de amostras =2)

A joseíte ( $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$ ) e protojoseíte ( $\text{Bi}_4\text{TeS}_2$ ) são os minerais de Bi e Te presentes nestas amostras. Estes minerais encontram-se em duas amostras de um filão e de duas brechas, mineralizados em scheelite.



Admitem-se trocas entre Bi e elementos como o Pb, Ni, Zn, Fe, Sb, Au e Ag, numa posição e troca entre Se e Te na outra.

A partir da figura 7.12 observam-se várias relações entre os elementos principais, Bi, Pb, S, Te e Se. Existem claras diferenças no comportamento dos mesmos elementos para a joseíte e protojoseíte, principalmente na maior variação dos conteúdos em Bi, Te e Se que ocorrem na joseíte em comparação com a protojoseíte. Na posição do Bi ocorrem como elementos traço Fe, Pb, Zn e Ag, na posição do S ocorre substituição por Se. Dos elementos traço o mais comum é o Se, Pb e Fe, por esta ordem decrescente e para ambos os minerais. Nas brechas verifica-se aumento em Pb, Fe e Se, de novo para ambos. O Se é < 1 wt % para a protojoseíte enquanto na joseíte ultrapassa sempre esse valor. Constata-se que o Se ocorre por substituição do S já que apresenta uma correlação positiva com o Te. Admitindo a mesma quantidade de Se e a coprecipitação de joseite e protojoseite, os dados parecem indicar um maior coeficiente de distribuição do Se para a joseite. Já o Pb é > 1 wt % na protojoseíte e inferior a esse valor na joseíte (Anexo 5.26, Tabela 5.9).

### **Maldonite (nº de amostras =2)**

Das 2 análises efetuadas (tabela 7.6) neste mineral, numa brecha mineralizada em scheelite, verifica-se um ligeiro enriquecimento em Au com o aumento de Bi e decréscimo de Ag. A existência de elementos traço, para além da Ag, é praticamente inexistente.

Tabela 7.6 - Valores em wt % dos elementos principais presentes em maldonite (Au<sub>2</sub>Bi).

	Au %	Bi %	Ag %
<b>Análise 1</b>	64.53	32.79	0.12
<b>Análise 2</b>	65.25	33.93	0.05

### **7.2.3. Sulfuretos**

#### **7.2.3.1. Calcopirite**

A presença deste sulfureto de ferro e cobre é ubíqua, ocorrendo tanto no encaixante como nas estruturas epigenéticas, no entanto apresenta quantidades reduzidas quando comparado com a esfalerite ou sulfuretos de Fe. Verificam-se várias vezes exsoluções deste mineral na esfalerite, podendo igualmente ocorrer a preencher fraturas na arsenopirite, volframite e scheelite.

Tipicamente, as calcopirites apresentam impurezas em elementos como Pb, Au, Ag, Mo, Ni, Zn, Co, na posição do Cu, e Bi, Ga, Ge, Cd, In, As, Sn e Mn na posição do Fe (Deer et al., 1992). Foram realizadas 4 análises num filão de quartzo, 4 no aplito, 14 em brechas e 2 disseminadas no em xisto rico em sulfuretos. Todas as amostras estão mineralizadas em W e no xisto ocorre uma partícula de electrum. As presentes análises revelam conteúdos traço de Pb, Au, Ag, Zn e Sn. Uma breve análise dos dados estatísticos revela que não existem variações substanciais nos conteúdos em Cu, Fe e S nas várias estruturas. Constata-se a sistemática presença de Sn (0,7 wt %) e Zn (0,84 wt %) como elementos menores e traço, contudo sem variações significativas (Anexo 5.26, Tabela 5.11). Verificam-se valores de Au entre 250 a 420 ppm e de Ag entre 280 a 640 ppm, é no aplito que se verifica maior conteúdo em Ag, já a ocorrência em Au é mais heterogénea dentro das estruturas mineralizadas. As correlações entre elementos são, bastante fracas ou inexistentes, nas calcopirites estudadas.

#### **7.2.3.2. Arsenopirite**

Inicialmente o cálculo estequiométrico da arsenopirite foi realizado fixando o total de átomos de S, o mesmo método utilizado para os restantes sulfuretos, mas após uma análise mais atenta dos dados observou-se uma oscilação significativa do conteúdo em S, tendo-se optado por calcular a

estequiometria com base no número total de iões da estrutura ( $As+Fe+S=3$ ). Deste modo, é possível avaliar a variação de todas as posições em termos de elementos maiores, menores ou traço. Em algumas amostras é possível observar, em imagens de eletrões retrodifundidos, zonamento nas arsenopirites (Fig. 7.15), aspeto que será abordado mais à frente. As análises de arsenopirite (Anexo 5.11) incluem: 11 para filões de quartzo (2 análises num filão não mineralizado e as restantes em filões com W), 6 no aplito, 34 nas brechas mineralizadas, 10 em arsenopirites disseminadas no encaixante (xisto rico em sulfuretos onde ocorre 1 cristal de electrum). As substituições elementares neste mineral envolvem troca de Ga, Pb, Au, Ag, Mo, Ni, Zn, Mn, Co e Cu na posição do Fe e de Bi, Cd, In e Sn na posição do As (Deer et al., 1992). As arsenopirites apresentam conteúdos em elementos menores e traço como Co (até 1,53 wt %), Sb (até 0,82 wt %), Ni (até 0,45 wt %), Pb (até 0,16 wt %), e Au (até 0,12 wt %). Através da projecção dos elementos principais, As, Fe e S (Fig. 7.14), identifica-se facilmente uma simetria entre as linhas do As e do S e fraca oscilação nos valores de Fe.

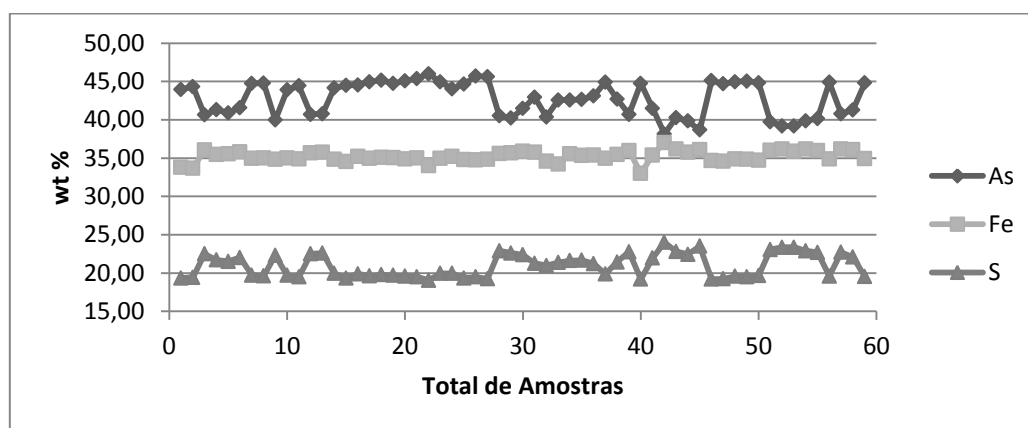
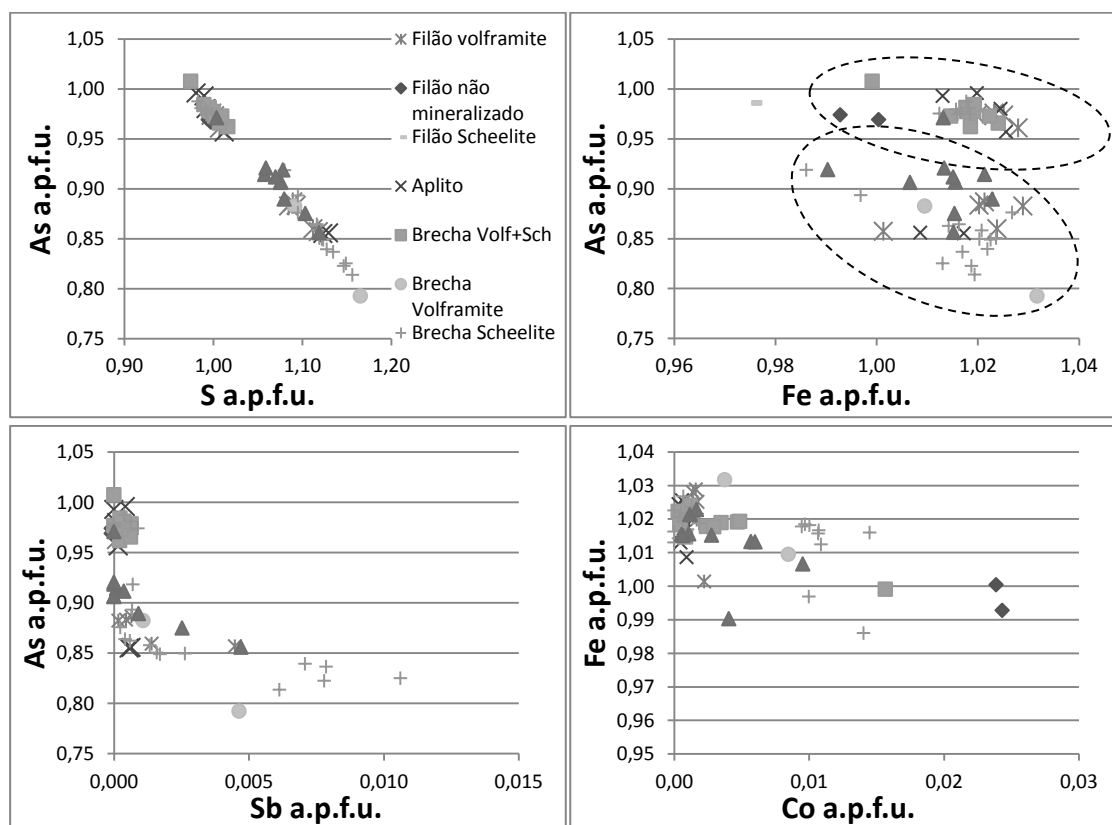


Figura 7.13 - Projecção dos dados (wt %) de MSE do As, Fe e S, presentes para toda a população de arsenopirites.



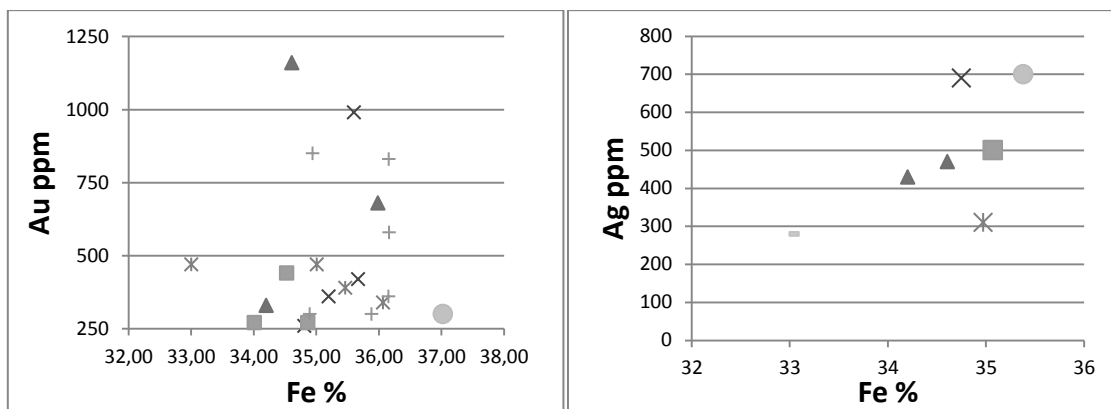
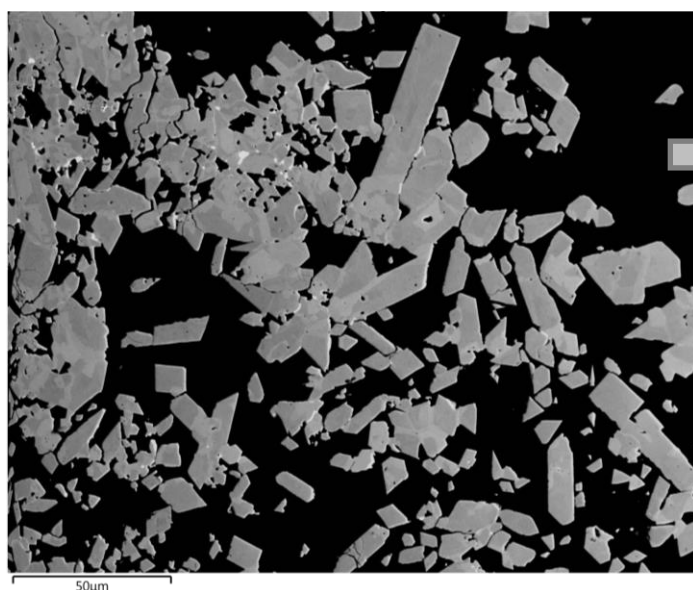


Figura 7.14 - Relações entre elementos químicos (As, Fe, S, Sb, Au, Ag e Co) presentes na composição química das arsenopirites nas várias estruturas mineralizadas.

Através da análise visual das relações entre elementos comprova-se a, anteriormente referida, simetria entre As e S, com uma correlação negativa bem definida. No gráfico Fe vs As (Fig. 7.14), é possível identificar duas populações: uma que inclui arsenopirites da brecha com volframite e scheelite, do filão não mineralizado e do aplito; outra correspondendo às arsenopirites das restantes brechas, filões e encaixante, sendo que o filão com volframite é a estrutura que apresenta maior dispersão de valores. No aplito, no filão não mineralizado, no filão com scheelite e na brecha (volframite + scheelite) predomina o As sobre o S e o Fe, nas restantes estruturas o conteúdo em S é maior. O Co é o elemento traço mais abundante, substituindo o Fe e indicando uma ligeira componente saflorítica (Fig.7.14) que atinge valores máximos no filão não mineralizado. O conteúdo em Sb, principalmente o das brechas (scheelite, volframite), aumenta também em conformidade com o decréscimo em As, sugerindo substituição entre eles. Tanto o Au como a Ag, ocorrem em quantidades traço, não ultrapassando os 1200 ppm na composição química da população total de arsenopirites, é o Au que atinge valores maiores (Fig. 7.14). As presentes análises revelam maior consistência e valores mais elevados em Au do que de Ag, como se pode ver pelos gráficos Au vs Fe e Ag vs Fe. Os valores de Ag acima do limite de detecção registam-se em 7 análises enquanto o Au é muito mais elevado (21 análises). Em ambos os gráficos não se verificam correlações lineares ou enriquecimento em nenhum tipo de estrutura em particular.



	As	S	Fe	Sb	Co	
wt %	45.1	19.21	34.65	0.03	0.34	Cor mais clara (+ pesado)
	44.68	19.24	34.58	0.05	0.36	
	44.96	19.58	34.88	0	0.39	
	45.03	19.52	34.82	0	0.39	
	44.82	19.66	34.69	0	0.39	
wt %	39.74	23.07	36.01	0.61	0.04	Cor mais escura (+ leve)
	39.17	23.37	36.16	0.6	0.07	
	39.2	23.37	35.88	0.82	0	
	39.85	22.91	36.16	0.55	0.02	
	40.16	22.7	35.96	0.2	0.02	

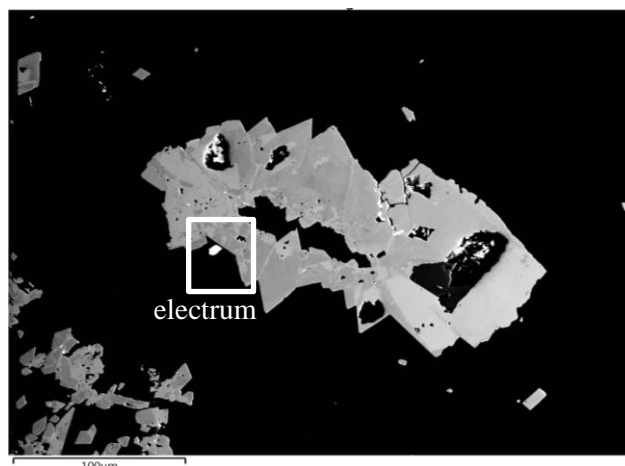
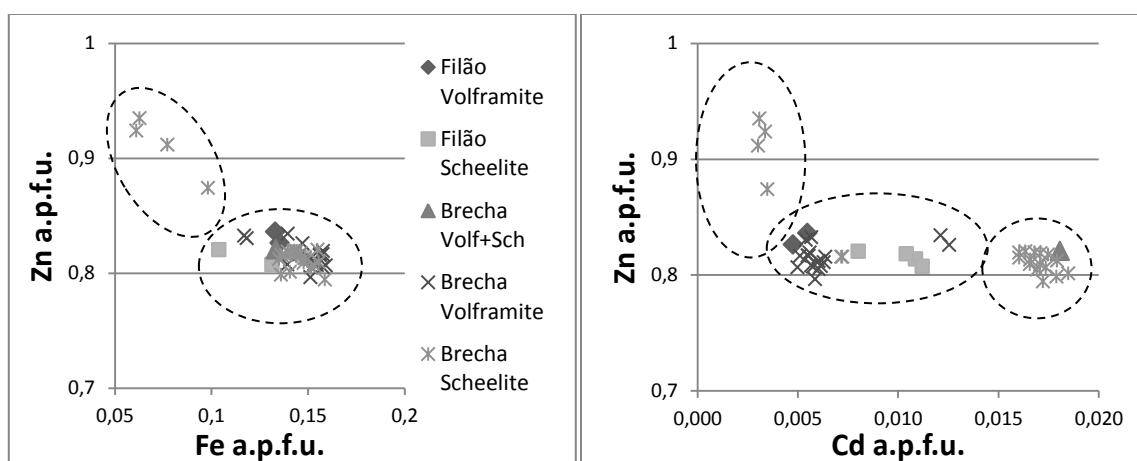


Figura 7.15 - Arsenopirites zonadas presentes na amostra S12-180.74 L3 (imagens de electrões retrodifundidos).

Observam-se colorações mais claras e escuras que são respectivamente mais ricas em As-Co e S-Sb-Fe (Fig. 7.15). Os resultados em wt % destes elementos estão expressos na tabela da figura acima onde se observam as arsenopirites analisadas. Normalmente o núcleo é mais escuro (mais leve) que os bordos evidenciando o aumento da atividade do As no fluido ou mesmo a existência de 2 pulsos de fluido.

### 7.2.3.3. Esfalerite

A esfalerite (ZnS) é o principal mineral económico de zinco. É um dos sulfuretos mais abundantes em conjunto com a arsenopirite. A variação elementar mais importante na esfalerite é a troca entre Zn e Fe. No presente estudo a cor varia entre um vermelho e castanho/verde. As análises de MSE foram realizadas em esfalerites presentes em filões mineralizados em W (2 análises) e em várias brechas igualmente mineralizadas em W (43 análises). No anexo 5 encontra-se a tabela que mostra as variações dos elementos principais e dos elementos menores e traço. São eles o Zn, Fe, S, Cd, Cu, Pb e Sn. O S não apresenta grande variação, mas os conteúdos em Zn e Fe tendem a desenvolver uma correlação negativa (Fig. 7.16) resultado da competição de ambos pela mesma posição de coordenação, com um conjunto maior de pontos em torno de  $\approx 0,15$  a.p.f.u. em Fe.





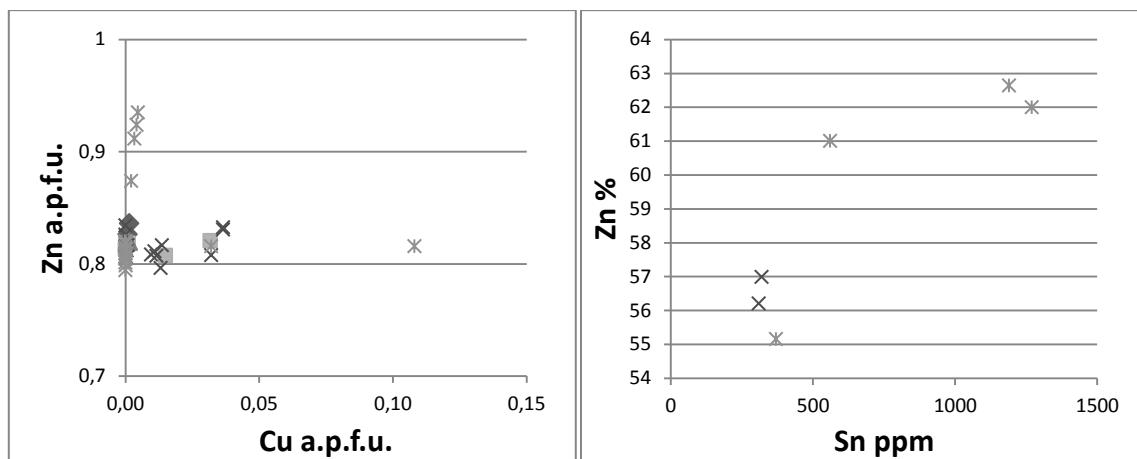


Figura 7.16 - Relações entre elementos químicos (Zn, Fe, Cd, Cu e Sn) presentes na composição química das esfalerites, nas várias estruturas mineralizadas.

Os valores mais baixos em Fe encontram-se nas brechas mineralizadas em scheelite, as restantes brechas e filões possuem valores mais elevados. Projetando Zn vs Cd, identificam-se 3 populações distintas, os valores mais baixos e elevados em Cd correspondem a 2 brechas distintas com scheelite, a população intermédia corresponde a filões (volframite e scheelite) e a brecha com volframite. O carácter bimodal em Cd de esfalerites nas brechas com scheelite, sugere mais uma vez o envolvimento de 2 tipos de fluidos. Os valores de Cu são normalmente baixos mas existem valores mais elevado em algumas brechas com volframite e no filão de scheelite, mas sem correlação aparente com o conteúdo em Zn. Apesar de existirem conteúdos pouco significativos em Sn, estes aumentam com o acréscimo de Zn, sendo que os valores mais elevados se encontram em brechas com scheelite. Nessas mesmas brechas verificam-se maiores variações em todos os elementos, Zn, Fe, Cu e Cd (Anexo 5.26, Tabela 5.13), o mesmo acontece com as brechas mineralizadas em volframite, com menor amplitude entre valores, o que pode resultar do maior número de análises efetuado, quando comparando com os restantes.

#### 7.2.3.4. Galena

Este sulfureto de chumbo (PbS) ocorre apenas em algumas amostras principalmente associado a minerais de Bi e Au. Foram analisadas várias galenas em brechas (5 análises) ou disseminadas no encaixante onde se podem encontrar outros sulfuretos e electrum (2 análises). Todas as estruturas são proximais, ou contêm, mineralização em W ou de Au-Ag.

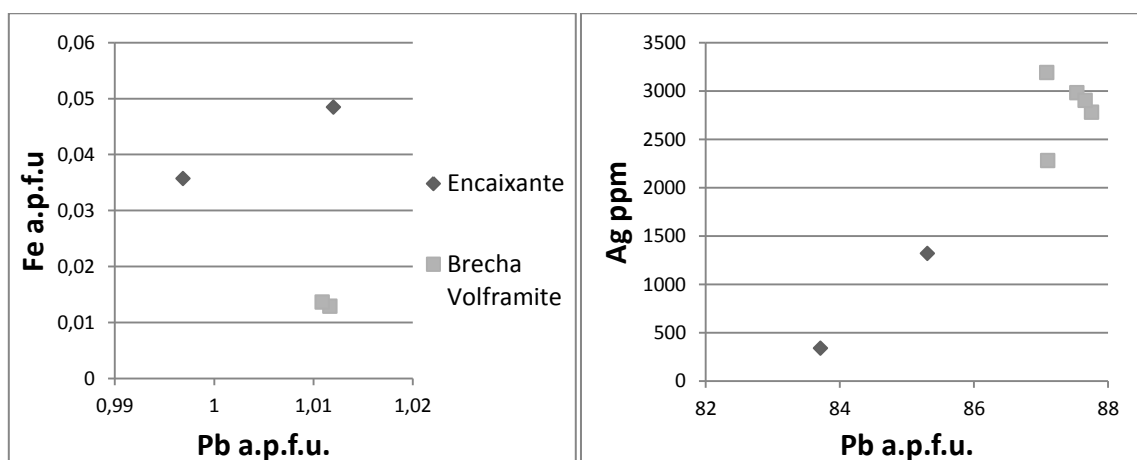


Figura 7.17- Relações entre elementos químicos (Pb, Fe e Ag) presentes na composição química de galenas nas várias estruturas mineralizadas.

Os dados da química mineral revelam galenas com algum conteúdo em Fe, Zn e Ag na sua composição química. A amostra mais rica em galena corresponde a uma brecha que é por sua vez a mais rica em carbonatos. Para cálculo estequiométrico deste sulfureto a base utilizada foi de 1 S.

Através da observação do gráfico Fe vs Pb (Fig. 7.17) verifica-se que os valores mais elevados de Fe se encontram nas galenas do encaixante, no entanto a substituição dos 2 elementos não é clara. Por sua vez quando se coloca Pb vs Ag é possível visualizar uma correlação linear positiva muito bem definida. Os valores mais elevados em Ag (> 2000 ppm) encontram-se em brechas com volframite.

#### 7.2.4. Grupo das micas

Estes filossilicatos ocorrem nas rochas encaixantes, nas estruturas filonianas (filões de quartzo e aplito) e brechóides. Apenas pela observação ao microscópio de luz transmitida foi possível distinguir as duas famílias de micas, as micas dioctaédricas e trioctaédricas. Estas correspondem a moscovite e minerais do grupo da biotite. O Li pode ser um importante constituinte dos minerais deste grupo, como tal e pela impossibilidade da sua determinação através da MSE, a determinação deste elemento foi feita de acordo com os trabalhos de Monier e Robert (1986).

##### 7.2.4.1. Moscovite

Esta mica potássica dioctaédrica ocorre em diferentes contextos e com diferentes modos de ocorrência. A par do quartzo é o principal constituinte das rochas encaixantes, xisto e grauvaque e encontra-se com frequência em filões de quartzo e num filão aplítico. Nesta última estrutura encontra-se como resultado da hidrólise do feldspato.

Este filossilicato tem a fórmula geral:  $2[(R^{+})^{xii} (R^{3+}_{(2-x)} R^{2+}_x \square)^{vi} (R^{4+}_{(3+x)} R^{3+}_{(1-x)})^{iv}] O_{20} (OH)_4$  (Radoslovich, 1960; Velde, 1967; Bailey, 1984) (  $\square$  representa vazio estrutural).

A moscovite apresenta-se incolor ou em tonalidades pálidas de cor castanha, laranja, ou verde, possivelmente devido à presença de Fe na posição octaédrica. As substituições mais frequentes neste mineral envolvem a troca de:

K por: Na, Rb, Cs, Ca, Ba, ETR na posição dodecaédrica

Al por: Mg, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Li, Cr, Ti, V, Co, Ni, Cu, Zn e Sn na posição octaédrica,

No cálculo estequiométrico da moscovite assumiu-se a posição tetraédrica preenchida com 8 átomos (Si<sub>6</sub>Al<sub>2</sub>), na base de 22 oxigénios. A partição do Al entre as posições tetraédrica e octaédrica depende da quantidade de Si disponível. Todo o Fe foi considerado como Fe ferroso. Foram realizadas 62 análises de moscovite quer nas estruturas, com ou sem mineralização, quer no seu encaixante. Uma inspeção preliminar do global das análises mostra que a generalidade apresenta conteúdos em F, Ba, Na, Fe e Mg. Através da figura 7.18 e 7.20 é possível verificar quais as substituições que ocorrem na posição octaédrica e quais os desvios em relação á composição ideal da moscovite.

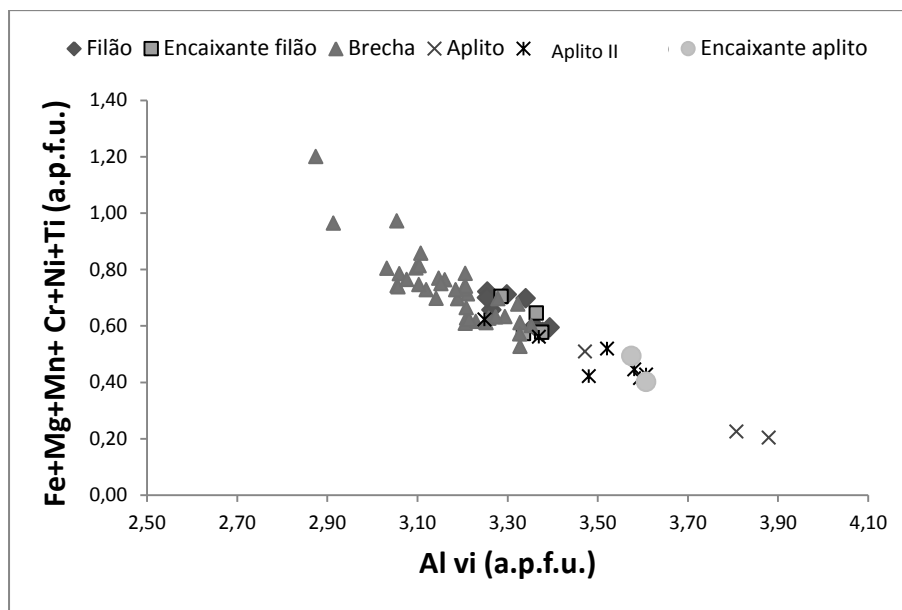


Figura 7.18 - Substituições nas posições octaédrica para a totalidade das moscovites. Na posição octaédrica a substituição de Al por Fe, Mg, Mn, Cr, Ni e Ti, expressa uma correlação negativa bem definida. O Fe e Mg são os elementos mais importantes nesta troca elementar. (Aplito II – mica branca com hábito rosáceo e anédrico).

As moscovites são no geral enriquecidas em Si, ultrapassando o valor da fórmula ideal (6) do termo ideal, a posição octaédrica encontra-se praticamente preenchida, já na posição dodecaédrica verificam-se com frequência vazios entre 0,04 a 0,55 a.p.f.u.. Todas as análises mostram conteúdo em F com valores medianos superiores a 0,4 a.p.f.u., os valores mais baixos registam-se no aplito e os mais elevados em brechas (Fig. 7.19).

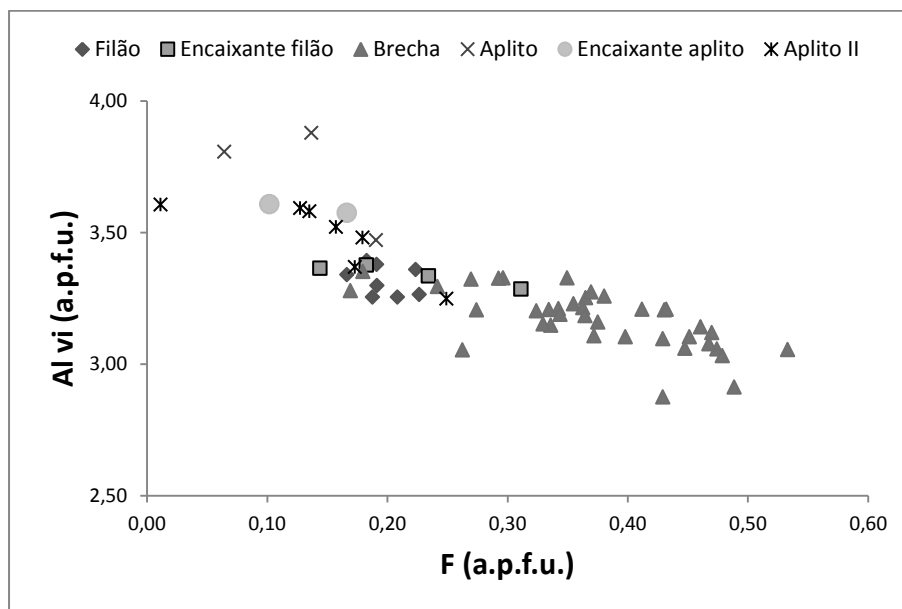


Figura 7.19 - Gráfico Al vi vs F (a.p.f.u.) para a totalidade das moscovites. Este diferencia 3 grupos distintos, os valores mais baixos de F encontram-se no aplito e seu encaixante, os intermédios em filões e seu encaixante e os valores mais elevados registam-se em brechas.

Os principais elementos que substituem o K são o Na e o Ba. Já na posição octaédrica o Fe e Mg, com ligeira predominância de Fe, substituem o Al. O conteúdo em Ti é semelhante nas brechas e filões (mediana  $\approx 0,15$  a.p.f.u.) sendo praticamente nulo no aplito. Além da moscovite foram igualmente analisadas outras micas brancas no aplito (Aplito II), os resultados das análises revelam maior conteúdo em Si, Fe e Mg na mica branca anédrica contrastando com aumento em Al na

moscovite. O conteúdo geral calculado em Li é bastante baixo com valores de mediana  $\pm 0,06$  a.p.f.u. (Anexo 5.14).

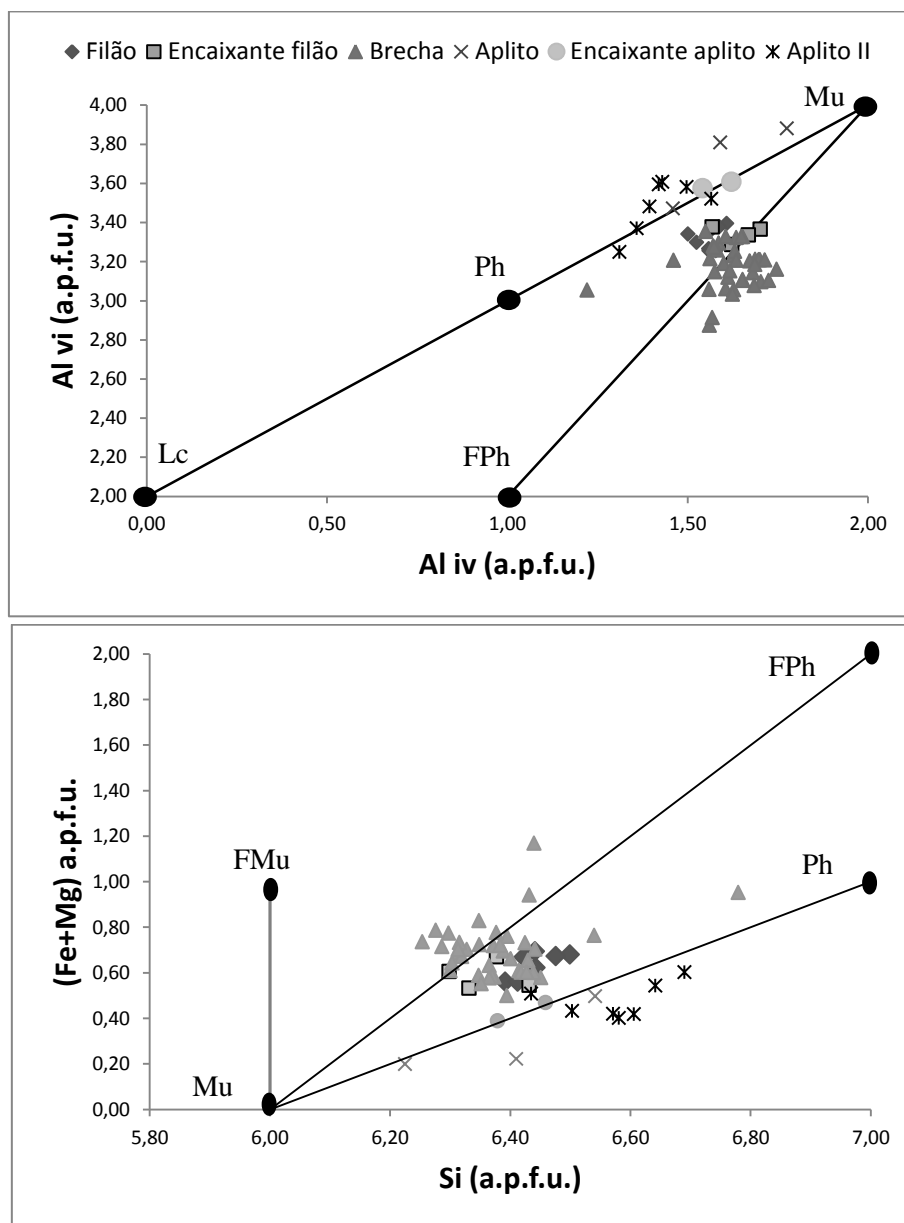


Figura 7.20 - No gráfico  $Al\ vi$  vs  $Al\ iv$  (a.p.f.u.) observam-se desvios bem patentes da reta ideal Mu-Lc. O gráfico  $(Fe+Mg)$  vs  $Si$  (a.p.f.u.) mostra os desvios composicionais entre os termos Mu-Ph-Fph (Moscovite - **Mu**  $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4$ ; Leucofilite - **Lc**  $(K_2(Mg_2Al_2)Si_8O_{20}(OH,F)_4$ ; Ferrimoscovite - **Fmu**  $K_2(Al_3Fe^{3+})(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4$ ; Ferrifengite - **Fph**  $K_2(Mg,Fe^{2+})Al_2Fe^{3+}(Si_7Al)O_{20}(OH,F)_4$ ; Fengite - **Ph**  $K(Al_3R^{2+})(Si_7Al)O_{20}(OH,F)_4$ ).

Os valores totais de Al na fórmula química excedem raramente os 5 a.p.f.u., o valor máximo é de 5,65 a.p.f.u.. O  $Al\ iv$  está diretamente dependente da quantidade de Si na composição do mineral e este valor excede sempre os 6 a.p.f.u., logo os valores de  $Al\ iv$  serão invariavelmente inferiores a 2 a.p.f.u. (neste caso a 1,8). Os valores mais elevados em Si e consequente diminuição de  $Al\ iv$  fazem com que as análises se encontrem mais próximas do termo fengite. Existe distinção clara entre o aplito, filões e brechas (tal como acontece para  $Al\ vi$  vs F). A substituição tschermakítica ( $Al\ iv Al\ vi$  ( $Mg, Fe^{2+}$ ) $_{-1}$   $Si_{-1}$   $iv$ ) está bem expressa neste gráfico. Como se pode observar as moscovites estudadas tendem a efetuar desvios para os termos FPh e Ph, com valores de  $(Fe+Mg)$  entre 0,4 a 1,20 a.p.f.u., estes valores são resultado do elevado conteúdo em  $Al\ vi$  (ver fig. 7.18).

### 7.2.4.2. Biotite

Esta mica trioctaédrica ocorre, tal como a mica branca, em brechas, filões e no encaixante. As suas cores variam entre um castanho-verde, podendo observar-se algumas vezes inclusões de zircão com os característicos halos pleocróicos. No total foram realizadas 32 análises a este mineral em várias estruturas epigenéticas e seus encaixantes. A fórmula geral deste aluminossilicato é  $K(R^{2+}_3)(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$  mas pode-se expressar também do seguinte modo  $K_2(Mg,Fe^{2+})_{6-4}(Fe^{3+},Al,Ti)_{0-2}[Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}](OH,F)_4$  (Deer et al., 1992). A par da moscovite, o cálculo estequiométrico realizou-se da mesma forma, fixando a posição tetraédrica para 8 átomos ( $Si_6Al_2$ ). O cálculo do conteúdo em Li neste mineral foi realizado com base no trabalho de Tindle e Webb (1990).

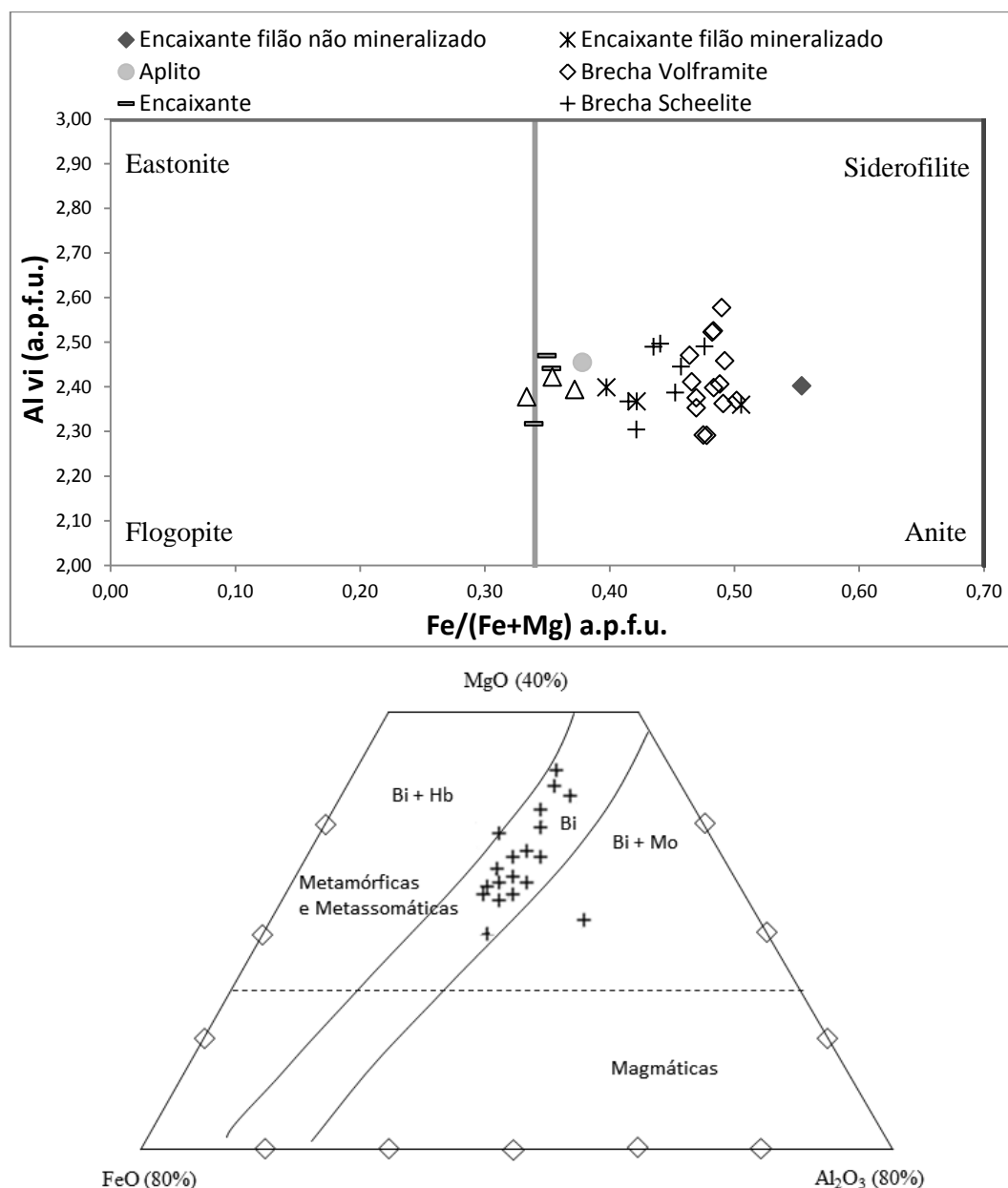


Figura 7.21 - Em cima pode observar-se o diagrama de classificação das biotites segundo Deer et al., 1992. As biotites analisados situam-se no campo das biotites entre os campos da anite e siderofilite. As mesmas biotites colocam-se no campo metamórfico ou metassomático e geralmente no interior do campo Bi, no diagrama triangular proposto por Nockolds (1947) e linha a tracejado por Gokhale (1968) (em baixo) (Siderofilite -  $K_2Fe_4Al_2[Si_4Al_4O_{20}](OH)_4$ ; Anite -  $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ ; Flogopite -  $K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ ; Eastonite -  $K_2Mg_4Al_2[Si_4Al_4O_{20}](OH)_4$ ; Bi - Biotite; Mo - Moscovite; Hb - Hornblenda).



Os valores de MgO apresentam mediana igual a 11,29 wt % enquanto no FeO é de 17,29 wt %. A posição dodecaédrica é quase exclusivamente ocupada por K, no entanto verificam-se vazios com mediana no valor de 0,36 a.p.f.u., já na posição octaédrica este valor ascende para cerca de 0,7 a.p.f.u.. As biotites presentes no filão mineralizado em scheelite e no xisto negro rico em sulfuretos são as que apresentam maior enriquecimento em Mg, o mesmo se sucede com a análise realizado no aplito (Fig. 7.21). O conteúdo em Fe aumenta no sentido: encaixante de filões mineralizados, brecha com scheelite, brecha com volframite e termina no encaixante de um filão não mineralizado.

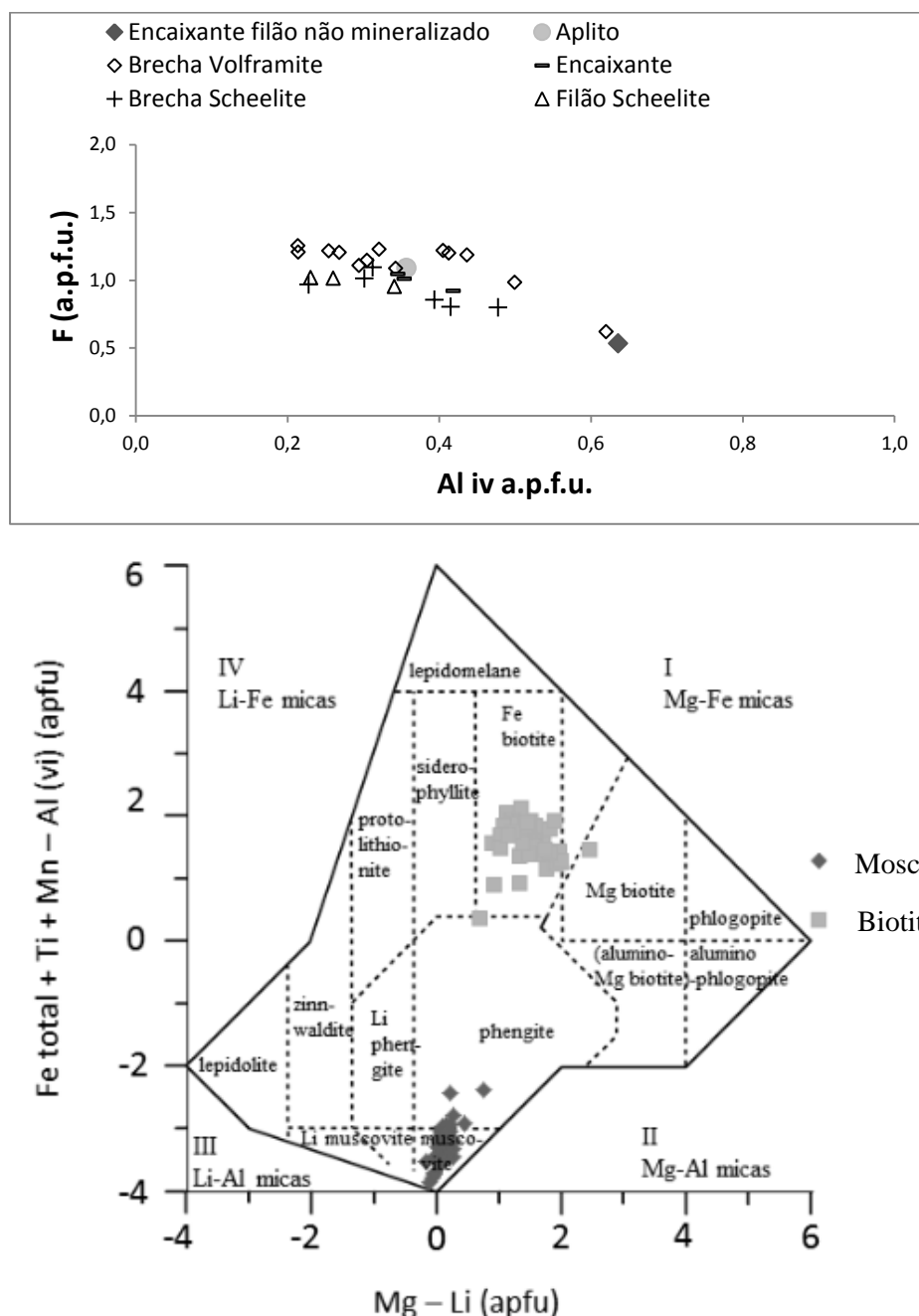
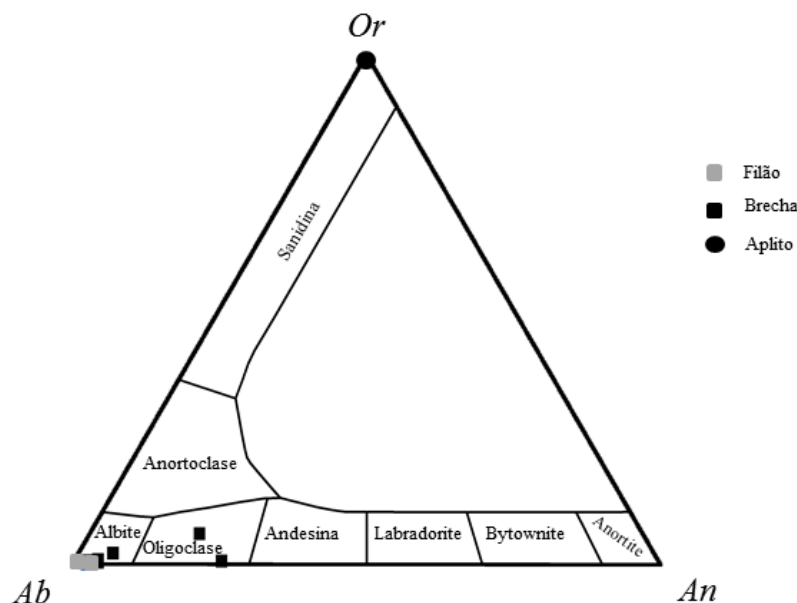


Figura 7.22 – Gráfico Al iv vs F (cima) e do total das micas dioctaédricas e trioctaédricas (baixo) segundo Tischendorf et al., 1999. A projeção do Al iv contra o F (a.p.f.u.) cria uma ligeira correlação linear negativa onde os valores mais elevados em F surgem nas brechas com volframite e mais baixos nas brechas com scheelite (valor mais baixo presente no encaixante de um filão não mineralizado). O gráfico que coloca Mg - Li vs  $Fe_{total} + Ti + Mn - Al_{vi}$  (a.p.f.u.) mostra que as micas dioctaédricas caem no campo da moscovite e fengite enquanto as micas trioctaédricas são quase na totalidade ferríferas.

Todas as biotites têm conteúdos em  $\text{Li}_2\text{O}$  e F, superiores a 1 wt %, predominando F (mediana= 2,16 wt %) sobre o  $\text{Li}_2\text{O}$  (mediana= 1,6 wt %). Os valores mais elevados em F registam-se nas biotites mais ricas em Mg e mais pobres em Fe, e nas estruturas epigenéticas (filões, brecha e aplito) (Fig. 7.22). As substituições que ocorrem neste mineral são semelhantes às que acontecem na moscovite. Todas as biotites possuem  $\text{TiO}_2$ , normalmente abaixo de 1 wt %. É no xisto proximal ao aplito, no xisto perto do encosto com filões e num xisto negro rico em sulfuretos (Encaixante), que se verificam valores mais elevados deste elemento (Anexo 5.26).

Estes aluminossilicatos apenas ocorrem nas brechas, aplito e nos filões de quartzo do tipo IV. Com fórmula geral  $MT_4O_8$ , em que T (posição tetraédrica) é ocupada por  $Si^{4+}$  e  $Al^{3+}$ , e M é ocupada por cátions mono ou divalentes, com predomínio de  $K^+$ ,  $Na^+$  e  $Ca^{2+}$ . Nestas posições podem ocorrer substituições por elementos menores ou traço, como por exemplo de  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , B, Ti, P, Ga e Ge na posição T e de Sr, Ba, Rb, Cs, Pb, REE, entre outros, na posição M (Deer et al., 1992). Para além destes é possível existirem vazios estruturais correspondentes a defeitos na estrutura do mineral. Através das análises de MSE verifica-se a existência de feldspato K, albite e oligoclase (Fig. 7.23).



No filão aplítico o feldspato corresponde a ortose pura sem componente sódica. Onde se regista maior variação é nas brechas, onde ocorre albite (0-10 An) e oligoclase (10-30 An). O filão analisado é composto essencialmente por albite, em vez de apenas quartzo. Como elementos menores, o Sr e o Fe, mostram conteúdos mais elevados e mais sistemáticos. O Sr apresenta maior conteúdo na oligoclase, com valores de mediana igual a 2000 ppm (Fig. 7.24). Não se registam valores de Ba, Ti, Mg e Mn superiores a 0,1%. Através da visualização dos gráficos acima (Fig. 7.24), pode-se observar uma correlação positiva bem definida no gráfico  $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al})$  vs  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ , este resultado remete para a substituição emparelhada típica da série das plagioclases. Os valores mais elevados de Si e Na registam-se no filão com scheelite e são menores em brechas com similar mineralização. Os valores de

Sr são bastante variáveis nas diferentes estruturas, no entanto registam valores mais elevados em filões.

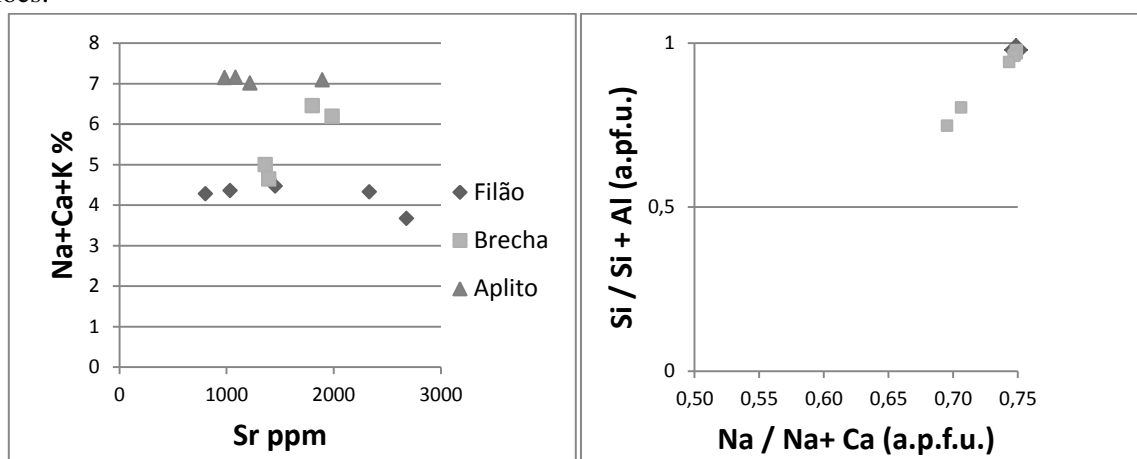


Figura 7.24 - Relações entre elementos químicos (Si, Al, Na, Ca, K e Sr) presentes na composição química de minerais do grupo do feldspato nas várias estruturas mineralizadas. No gráfico à direita apenas estão representadas as plagioclases.

### 7.2.6. Carbonatos

No geral das amostras observa-se com relativa facilidade a presença de carbonatos em brechas mas também em estruturas filonianas. Estes ocorrem no encaixante, no interior de filões (quartzo e aplito) ou brechas ou em finos veios que cortam ou filões ou brechas. A presença de calcite é reconhecida através da cintilação e das suas tintas de polarização características de ordem superior.

Das 15 análises realizadas em carbonatos presentes em filões, brechas, aplito e no encaixante (xisto negro), todos mineralizados, verifica-se que as composições destes variam entre siderite e carbonatos intermédios de Fe e Mg (Fig. 7.25).

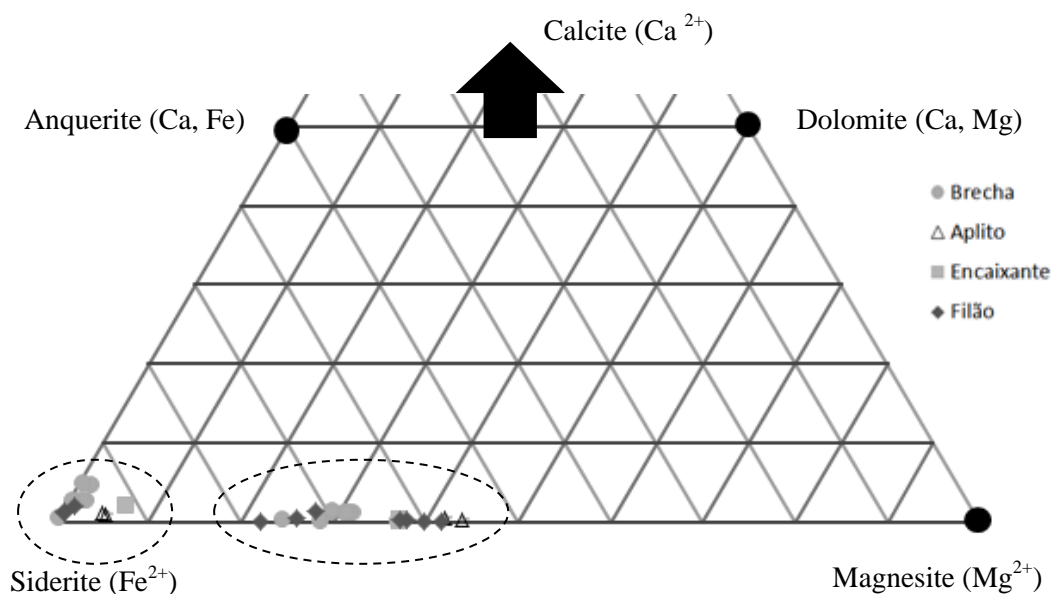


Figura 7.25 – Diagrama ternário de classificação de carbonatos por intermédio de Siderite (Fe), Magnesite (Mg) e Calcite (Ca).

Observa-se também variação dentro das diversas estruturas analisadas. Nos carbonatos intermédios de Fe e Mg, os valores de Fe variam entre 29,8 – 38,23 wt % e de Mg entre 17,39 – 23,35 wt % (ver anexo 5.17). Já os mesmos valores situam-se entre 53,71 – 59,42 wt % em Fe e 0,17 – 3,82 wt % em Mg, na população de siderites. Quanto aos valores de Ca, não excedem os 3,05 wt % na

siderite e 0,65 wt % nos carbonatos intermédios. Ocorrem quantidades acessórias de MnO, os valores mais elevados ocorrem em carbonatos de Fe-Mg com valor máximo de 1,6 %. O Na e o Ce, ocorrem ainda em quantidades inferiores não ultrapassando os 0,2 wt %. No anexo 6 podem-se encontrar várias imagens com ocorrências de carbonatos.

### 7.2.7. Turmalina

Este borossilicato ocorre associado à fase sulfureta principal, normalmente pirite ou pirrotite, apresentando muitas vezes inclusões destes dois sulfuretos. Com fórmula geral  $XY_3Z_6B_3Si_6(O,OH)_{30}(O,OH)$ , a sua composição química é muito heterogénea, as substituições mais frequentes ocorrem na posição X entre  $Na^+$  e  $Ca^{2+}$  ou  $K^+$ , na posição Y entre  $Al^{3+}$  e  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$  e  $Li^+$  e na posição Z entre  $Al^{3+}$  e  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $V^{3+}$  e  $Cr^{3+}$ . As impurezas mais vulgares que podem entrar na composição da turmalina são os álcalis (Na, Li, K, Rb, Cs) e em menor abundância  $H_2O$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $CO_2$ , He e Ar (Deer et al., 1992). A sua cor é variável, desde quase incolor a verde ou laranja, bem como o seu hábito, surgindo com hábito acicular, prismático e em secções transversais como triângulos esféricos. O cálculo estequiométrico foi realizado para uma base de 15 iões para amostras de encaixante de filões de quartzo (com ou sem mineralização), do aplito, de xisto negro rico em sulfuretos de Fe e de uma fratura dentro de um filão de quartzo (não mineralizado). Assumiu-se o B como estequiométrico.

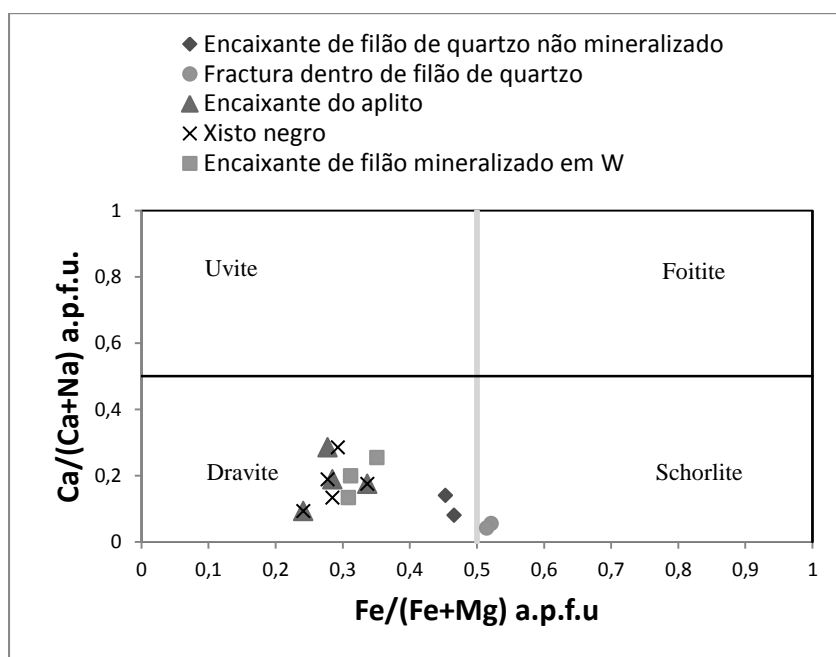


Figura 7.26 - Diagrama binário  $Ca/(Ca+Na)$  vs  $Fe/(Fe+Mg)$  (a.p.f.u.) de classificação de turmalinas. O Fe corresponde ao Fe total.

Como se pode observar pela figura 7.26, as turmalinas são no geral empobrecidas em Ca, predominando a espécie dravite sobre a schorlite. Pode-se constatar que as análises efetuadas (16 no total) no encaixante do aplito (xisto cinzento a negro) praticamente se sobrepõem, às realizadas em xisto negro, rico em sulfuretos de Fe. Verificam-se vazios estruturais principalmente na posição ocupada pelos catiões divalentes (Mg,  $Fe^{2+}$  e Mn; mediana= 0,46 a.p.f.u.) e pelo Al (mediana= 0,30 a.p.f.u.), o que poderá indicar a presença de Li. As turmalinas com maior conteúdo em Fe e Si, são as mais pobres em Ca. Pode-se então, para o presente estudo, afirmar que a turmalina dravítica encontra-se mais associada a estruturas mineralizadas (aplito e filões, mineralizados em W-Sn e W, respectivamente), principalmente quando o conteúdo em Mg (1,5 – 1,9 a.p.f.u.) é superior ao de Fe ( $\pm$

0,8 a.p.f.u.), ao contrário da turmalina schorlítica. No anexo 6 podem-se observar várias imagens com ocorrências de turmalina.

### 7.2.8. Grupo da clorite

A composição química deste silicato hidratado de alumínio e magnésio varia significativamente, bem como o seu modo de ocorrência. No presente estudo este mineral encontra-se na rocha encaixante e nas estruturas epigenéticas (aplitó, filões e brechas), podendo existir mais que uma geração. A fórmula geral do grupo da clorite pode ser representada por  $[R^{2+}_{(6-x-3y)}(R^{3+}, R^{4+})_{(x+2y)}\square]_{12}^{vi}[Si_{4-x}Al^{3+}_x]_{iv}O_{10}(OH)_8$ , em que  $R^{2+}$  representa Mg,  $Fe^{2+}$ , Mn, Ni, Zn,  $R^{3+}$  representa  $Fe^{3+}$ , Al, Cr e  $x \approx 1 - 3$  (Foster, 1962, Bayliss, 1975, Bailey, 1988, Laird, 1988). Foram analisadas 14 clorites em diversos contextos geológicos, o cálculo da fórmula estrutural baseou-se em 14 O, com a posição tetraédrica fixa.

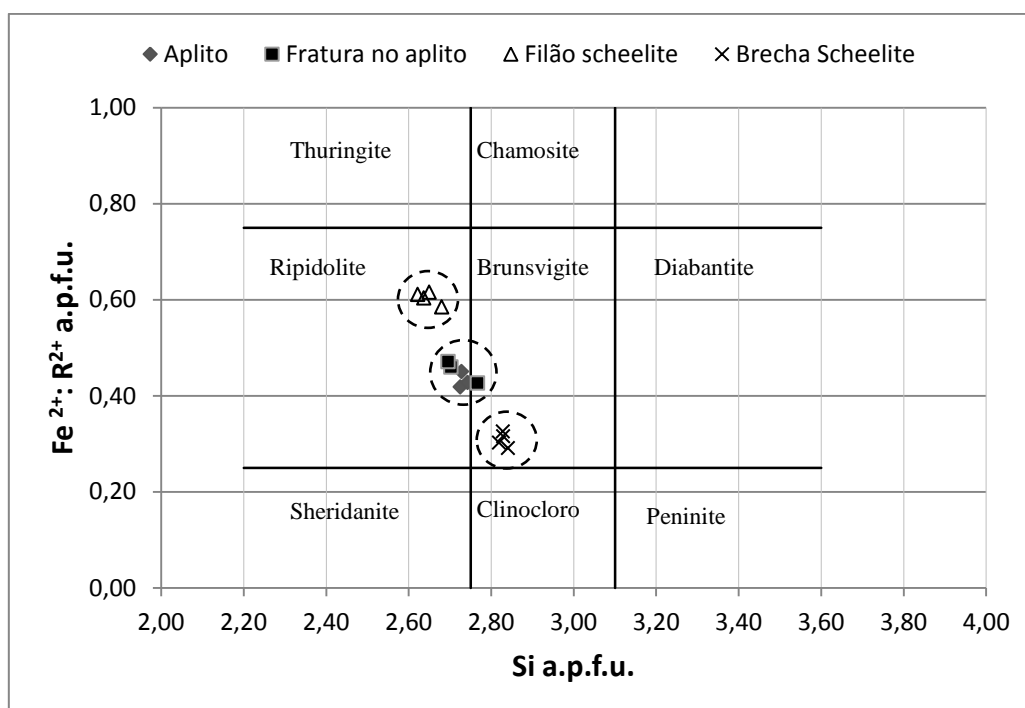


Figura 7.27 - Diagrama de classificação de clorites baseado nos 2 principais tipos de troca iónica. (Foster, 1962)

As clorites analisadas encontram-se no aplito, numa fratura tardia no aplito em conjunto com quartzo, num filão de scheelite e numa brecha com igual mineralização. À exceção da clorite no filão que tem tintas de polarização azuis anómalas, as restantes têm tintas cinzentas. Através da observação da Fig. 7.27 verifica-se a presença de composições compatíveis com duas espécies de clorite, a ripidolite e brunsvigite. A maior parte das análises situam-se no campo da ripidolite enquanto as clorites da brecha localizam-se no campo da brunsvigite. No anexo 5.19 observam-se as variações ao nível dos elementos maiores e traço, os valores mais elevados em  $SiO_2$  e  $MgO$  encontram-se na brecha, o  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $TiO_2$ ,  $ZnO$  e  $Cr_2O_3$  no filão. A clorite presente numa das fraturas que cortam o aplito possui valores mais elevados em F. Valores de F,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $ZnO$ ,  $Cr_2O_3$  e  $TiO_2$  não ultrapassam o 1 wt %, conteúdos em  $MnO$  e F são os mais consistentes.



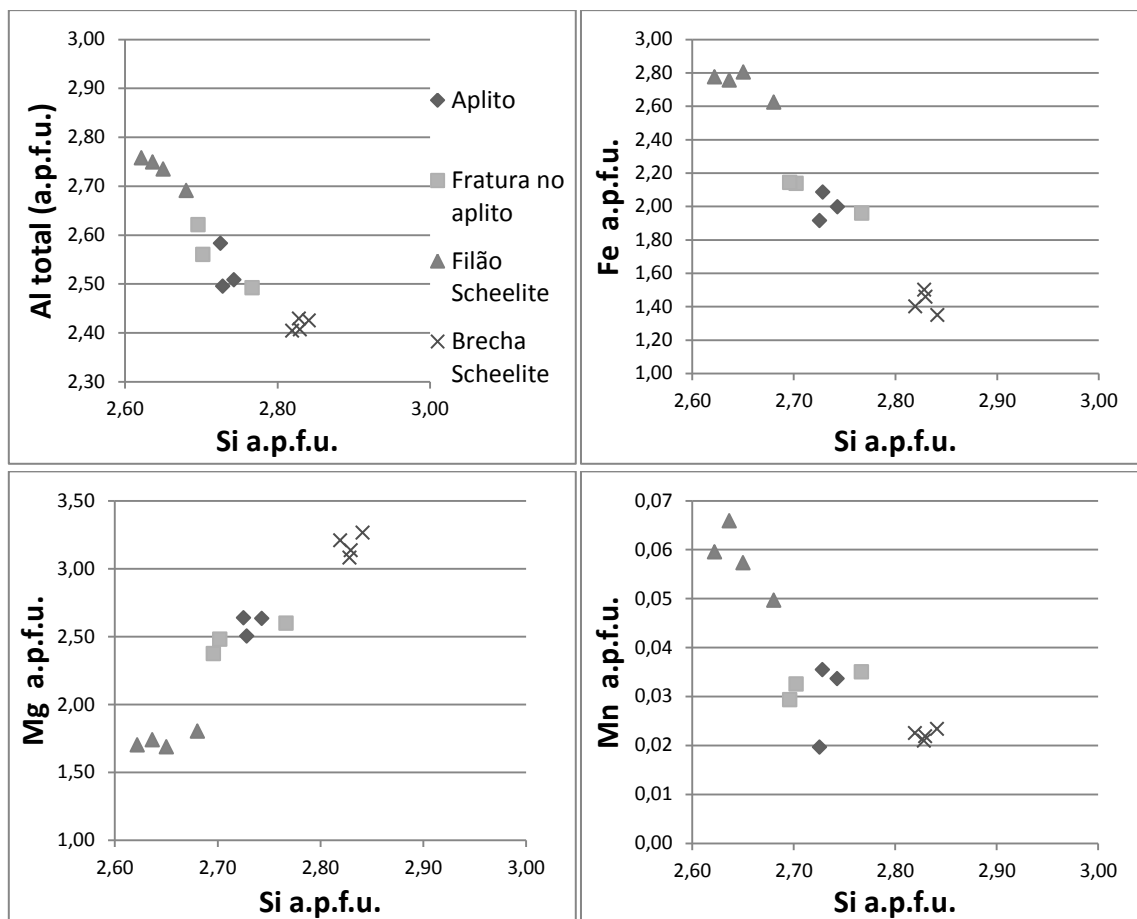


Figura 7.28 - Relações entre elementos químicos (Si contra Al, Fe, Mg e Mn) presentes na composição química de minerais do grupo do clorite.

Pelos gráficos presentes na figura 7.28 que colocam o Si contra os elementos Al, Fe, Mg e Mn podem-se identificar correlações lineares bem definidas especialmente no caso do Al, Fe e Mg, pois estes são os elementos fundamentais na composição química do mineral. São negativas quando Si vs Al, Si vs Fe e Si vs Mn e positiva quando Si vs Mg. Sendo o Al total dependente da quantidade de Si (posição tetraédrica) presente no mineral e por consequência o Mg e o Fe é expectável que algumas correlações entre elementos sejam opostas, como se verifica. A troca elementar entre Al<sub>vi</sub>, Fe, Mg e Mn, ocorre na posição octaédrica, aqui o Al total fica reduzido a cerca de metade pois o restante entra na posição tetraédrica, predominando o Mg e Fe. Como a competição pela posição se faz principalmente entre os 2 elementos anteriores, dão resultado a 2 correlações opostas. Já o Mn ocorre em quantidades residuais mas no entanto forma uma correlação negativa com o Si apesar de não tão bem definida.

### 7.2.9. Outros minerais

Além dos minerais acima mencionados analisaram-se pirite (42), marcassite (3), pirrotite (23), clinozoisite (7), esfena (2), fluorite (4), apatite (8) e monazite (3). As estruturas cristalinas da pirite, marcassite e pirrotite, são quimicamente próximas da sua composição ideal, sem entrada de elementos traço com conteúdos significativos. No entanto, verifica-se a presença de traços de Ni, Zn, Pb e Co, cujos valores máximos não ultrapassam os 0,2 wt %. A clinozoisite é o mineral de Ca mais frequente ocorrendo apenas em brechas, além dos seus elementos principais SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e FeO registam-se alguns valores acima de 1 wt % em MgO e K<sub>2</sub>O e acima de 0,1 wt % em MnO, ZnO, TiO<sub>2</sub> e F. As duas análises efetuadas em esfenas mostram valores elevados em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ultrapassando os 8 wt %, já o conteúdo em F é menor atingindo no máximo 3,25 wt %. Acima de 0,1 wt % encontram-se o Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>,

BaO,  $V_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$ , MnO, FeO e  $K_2O$ . Este mineral é de ocorrência rara localizando-se no encaixante metassedimentar na periferia de brechas. Apenas se observou fluorite em duas amostras de brechas mineralizadas em scheelite, as 4 análises revelam pequena oscilação nos valores de F e Ca podendo ocorrer como elementos traço o Ce e Ba. Os fosfatos observados e analisados correspondem a apatite e monazite (analisado com um pacote analítico com maior nº de elementos). As análises de apatites revelam alguma variação em CaO e  $P_2O_5$ , e conteúdos em F (até 4 wt %). Como elementos traço verifica-se a presença de  $Ce_2O_3$  (0 – 0,47 wt %), FeO (0,06 - 0,52 %), MnO (0,01 – 0,37 wt %), MgO (0 – 0,56 wt %) e SrO (0 – 0,11 wt %). Na monazite predomina o  $Ce_2O_3$  sob o  $Nd_2O_3$ ,  $La_2O_3$  e  $Pr_2O_3$ ;  $Sm_2O_3$ ,  $Gd_2O_3$ ,  $Y_2O_3$ ,  $Ho_2O_3$ ,  $Dy_2O_3$ , são por ordem decrescente as mais significativas, não ultrapassando os 3 wt %. Os conteúdos em  $Eu_2O_3$ ,  $Lu_2O_3$ ,  $Tm_2O_3$ ,  $Er_2O_3$  e  $Tb_2O_3$  são bastante reduzidos. Para além das terras raras o FeO (2 - 7 wt %), CaO (0 – 5 wt %),  $ThO_2$  (0,6 – 5 wt %),  $SiO_2$  (0,2 – 2,6 wt %) e F ( $\approx$ 0,6 wt %) são os elementos com conteúdos mais significativos nas monazites.

## 8. Halos de alteração hidrotermal

A génese de depósitos minerais pode ser mais ou menos complexa envolvendo uma série de processos químicos que afetam as rochas por meio de soluções aquosas provocando nestas diversas modificações químicas e mineralógicas. Variações de pressão, temperatura, composição química da(s) rocha(s) encaixante(s) e fluidos, a natureza do magma (se presente), entre outros fatores promovem fenómenos de metassomatismo e substituição dos minerais pré-existentes. No presente estudo verificam-se os seguintes tipos de alteração hidrotermal: turmalinização, silicificação, cloritização, sericitização e biotitização. Pode-se considerar ainda fenómenos de alteração da pirite para marcassite (marcassitização), alteração da pirite para pirrotite (pirrotitização) e alteração da pirrotite para pirite (piritização). Estes halos de alteração manifestam-se de forma diferente se ocorrerem na rocha encaixante ou nas estruturas epigenéticas, sendo os mais frequentes a cloritização, silicificação, sericitização, turmalinização e biotitização, por ordem decrescente de importância. A cloritização, quando existe, ocorre quer na estrutura epigenética quer no seu encaixante, formando por vezes bandas centimétricas. Este fenómeno afeta preferencialmente filões e brechas, enquanto no aplito é menos importante. A clorite associa-se muitas vezes a sericite (hidrólise do feldspato) e quartzo (silicificação). Normalmente com tintas de birrefringência cinzentas e hábito radial, a clorite pode apresentar, com menos frequência, tintas azuis anómalas, que refletem um aumento de FeO em relação a  $SiO_2$  (Anexo 5.19). A turmalinização ocorre principalmente na fácies xistenta (cor negra e cinzenta) na periferia de estruturas como filões e brechas, em quantidades variáveis. No encaixante de alguns filões, onde existe também um enriquecimento em matéria orgânica, desenvolve níveis centimétricos. Estes filões, que por vezes também contêm turmalina, não apresentam qualquer tipo de mineralização. Nos filões do tipo IV, no aplito e nalgumas brechas a sericitização manifesta-se de forma pervasiva, obliterando quase por completo os feldspatos pré-existentes. A biotitização prevalece nas brechas e nos filões do tipo IV, podendo ocorrer igualmente em xistos ricos em sulfuretos e no aplito (predominantemente no bordo). Quanto à pirite a alteração dominante acontece para pirrotite. A pirrotitização é facilmente reconhecida no encaixante pela pseudomorfose de cubos de pirite que podem atingir dimensões centimétricas (Fig. 6.3). Nas estruturas epigenéticas o mesmo fenómeno é reconhecido e desenvolve-se preferencialmente ao longo de fraturas na pirite. A marcassite ocorre preferencialmente como alteração dos bordos ou aproveitando fraturas na pirite (Fig. 6.12 - F). A marcassitização é mais evidente no interior de filões e brechas. A alteração da pirrotite para pirite é rara.

## 9. Considerações finais

O presente estudo põe em evidência a existência de 3 tipos de estruturas mineralizadas em Vale Pião: filões de quartzo, brechas e aplitos, que se podem classificar segundo vários critérios, entre os quais, mineralógicos, texturais, presença ou ausência de minerais de W e Sn, Au e Ag ou de alteração hidrotermal. Estes distintos modos de ocorrência revelam ainda uma diversidade mineralógica e textural que traduzem vários episódios de abertura e deposição, denunciando um sistema hidrotermal caracterizado por uma multiplicidade e sobreposição de eventos mineralizantes ao longo do tempo.

Todas as estruturas, brechas, filões de quartzo e aplito estão mineralizadas em W sendo a scheelite a principal fase mineralógica de W, contrariamente ao que consta em dados bibliográficos que apenas mencionava wolframite em brechas e filões, por vezes com cassiterite.

Com base na presente amostragem as brechas revelaram-se como as principais estruturas mineralizadas em W, nomeadamente em scheelite mas também em wolframite, não se verificando nestas estruturas a presença de cassiterite. O preenchimento das fraturas que compõem as brechas bem como a natureza dos clastos que lhes servem de encaixante são composicionalmente variáveis, evidenciando polifasismo durante a sua génese. A mineralogia principal é composta por plagioclase, quartzo, sulfuretos (Fe, Cu, Zn, As, Pb e Bi), clorite, scheelite, wolframite e carbonatos. Verifica-se um enriquecimento em metais nestas estruturas quando predomina a plagioclase, clorite, carbonatos e sulfuretos e cujos clastos são de natureza xistenta, normalmente de xisto negro com alguma matéria orgânica. Foi possível individualizar 3 eventos principais, distintos quanto à composição mineralógica e distribuição espacial: uma primeira fase onde se depositam os silicatos principais (quartzo, feldspato e moscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  turmalina), óxidos (cassiterite), tungstatos (scheelite e wolframite) e arsenopirite; um segundo estágio caracterizado pela precipitação dos sulfuretos principais (pirite, pirrotite, esfalerite) e subsidiários (calcopirite, marcassite e estanita) e onde ocorre igualmente clorite; um último estágio caracterizado pela ocorrência de minerais de Au-Ag (electrum), Bi, Te e Pb. As fases carbonatadas (Fe $\pm$ Mg) podem ocorrer no 1º ou no 3º estágio. As brechas podem resultar de fracturação hidráulica, relacionada com a acumulação e aumento da pressão de fluidos, provocando rutura e diminuição na pressão efetiva, podendo resultar na propagação de fraturas. Esse aumento da pressão de fluidos pode ter várias origens, incluindo a diminuição na permeabilidade em falhas devido a deslizamento, à deposição mineral, ou mesmo ebulição como resultado de reações químicas (Parry e Bruhn, 1990). Segundo Jébrak (1997) a brechificação pode ocorrer antes ou durante a formação de veios mas como preferencialmente tende a ocorrer em rochas com fraca permeabilidade, é frequentemente associada ao início do processo de preenchimento antes de fragmentação extensiva. Para melhor definição, destas complexas e heterogéneas estruturas, seria necessário um estudo estrutural de maior detalhe que não se enquadra nos objetivos do presente trabalho. Estas estruturas ter-se-ão gerado durante a Orogenia Varisca e sofrido várias reativações até um período tardi-varisco, com direções principais entre NW-SE (a WNW-ESSE) e NE-SW (a NNE-SSW). As estruturas brechóides de direção  $\approx$ NE-SW são cortadas e rejeitadas pelas falhas de direção  $\approx$ NW-SE, existindo componente de deslizamento direito (Fig. 4.2) e vertical na ordem dos 15 a 20 m (Parra, 1988). Ainda com base na mesma imagem é possível verificar, com base na cartografia (antiga) à superfície e subterrânea, que a direção principal das brechas mineralizadas existentes em Vale Pião é de direção aproximada NNE-SSW. Os filões de quartzo mineralizados, possuem direções entre  $\approx$ NW-SE a N-S, correspondendo a primeira direção à geração mais precoce. Ribeiro e Pereira (1982) definem um controle estrutural a nível regional com geração de um campo de tensões segundo uma direção próxima de E-W, durante a instalação dos granitóides postectónicos, este fator é corroborado pelo alinhamento, de mesma direção, entre as mineralizações de Góis, Panasqueira, Argemela e Segura. Os mesmos autores colocam a hipótese que o campo de tensões possa apresentar  $\sigma_3$  E-W,  $\sigma_2$  vertical e  $\sigma_1$  N-S. A sobreposição de eventos, nomeadamente de W-Sn e Au-Ag, está bem patente na figura 3.4 onde se pode observar que Vale Pião se situa na intersecção da faixa E-W (Góis - Segura) com a faixa

Au-Ag (Fonte Limpa – Vieiro). Foram identificadas brechas nas sondagens S4, S9 e S12 em intervalos sempre superiores a 1 metro. Quanto maior é a profundidade a que estas se encontram maior é a sua possança (máx. 11 m), já os teores em W não variam na mesma proporção, sendo mais heterogéneos.

Relativamente aos filões de quartzo, estes podem classificar-se em 4 tipos (I, II, III e IV), do mais precoce para o mais recente e no sentido de uma paragénese mineral mais complexa. Apenas os filões do tipo III e IV apresentam mineralização, predominantemente em W (volframite em III e scheelite em IV), em ambos ocorre esfalerite como fase sulfureta principal e tardiamente a associação Bi-Au. Os estádios deposicionais são semelhantes aos que ocorrem nas brechas. Nos filões do tipo IV o feldspato substitui o quartzo como mineral principal. Em todos os tipos existe mais do que uma geração de quartzo demonstrando o carácter polifásico. O facto de os filões mais recentes possuírem uma paragénese mineral mais complexa, ao invés dos mais precoces que por se terem formado primeiro revelariam à partida os vários episódios de deposição, remete para a focalização e percolação de fluidos em zonas preferenciais, como por exemplo zonas de falhas. Uma das amostras estudadas (S4-40.00), correspondendo a um filão de quartzo com escassa mineralização em cassiterite, foi submetida a um estudo de inclusões fluídas no âmbito da disciplina de Projeto da Licenciatura em Geologia da Universidade de Lisboa. Este estudo (Fonseca et al., 2017) revelou a presença de inclusões fluídas pseudo-secundárias áqueo-carbónicas,  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  e aquosas salinas (5,2 a 7,7 wt % eq. NaCl) com NaCl e  $\text{CaCl}_2$  ( $T_{\text{FM}}$  -30 a -20 °C) e KCl ( $T_{\text{FM}}$  -11 °C) como sais dominantes. As temperaturas de homogeneização ( $T_{\text{H}}$ ) apresentam valores compreendidos entre os 230°C e os 380°C que, quando corrigidos para 1kb e 10 wt% eq. NaCl de pressão correspondem a temperaturas de aprisionamento ( $T_{\text{a}}$ ) entre os 280°C e os 515°C com picos aos 300-340°C, 380-400°C e 420-440°C, corroborando o carácter polifásico do quartzo. O facto de existirem inclusões fluídas com diferentes razões líquido-vapor e igual  $T_{\text{H}}$ , que homogeneizaram quer para líquido quer para vapor, sugerem fenómenos de ebulição compatível com despressurização associada a fracturação hidráulica, como já tinha sido sugerido para o desenvolvimento das brechas. Com exceção do fenómeno de ebulição, estes fluidos são semelhantes aos encontrados para filões de quartzo da Panasqueira (Noronha et al., 1992).

O aplito é singular no contexto da presente amostragem, mas não é de excluir a existência de mais estruturas deste tipo. É nesta estrutura que coexistem cassiterite, volframite e scheelite, sendo a cassiterite relativamente mais abundante que os tungstatos. A própria análise de FRX desta amostra reflete isso mesmo, com 1340 ppm em Sn e apenas 780 ppm em W. A sua mineralogia é composta, para além dos minerais anteriormente mencionados, por feldspato potássico, quartzo, moscovite, biotite, clorite, raros sulfuretos e carbonatos. A maioria dos filões aplito-pegmatíticos portugueses relaciona-se com granitos Variscos, sin- a tardi- ou post-D3 (Cotelo Neiva, 2006). Este pode ser apenas uma das evidências que apontam para uma contribuição magmática deste sistema mineralizante. Antigos trabalhos de prospeção geofísica baseados em dados de sísmica (Torres, 1985) propuseram a existência de um granito subaflorante perto de Vale Pião, e ainda na região de Góis, cartografaram áreas em que afloram xistos mosqueados (Adónis, 1970) e grauvaques de aspeto quartzítico (Parra, 1988). A própria associação geoquímica Au-Bi-Te-(Se), traduzida na mineralogia característica das brechas e filões de quartzo acima descritos, configura uma assinatura magmática defendida por alguns autores (e.g Spooner, 1993). Existem portanto vários indícios que sugerem uma intrusão profunda, sem de fato, existir confirmação da mesma. Uma possível intrusão pode ter facultado a mineralização de Vale Pião não só de forma direta, com contribuição de metais e fluido hidrotermal, mas pode até ser apenas o motor térmico necessário à circulação de fluidos hidrotermais de origem metamórfica.

Tal como se referiu anteriormente, é possível observar, nomeadamente em brechas, a presença de electrum. Já existia referência a ouro e prata em Vale Pião (Parra, 1988) mas desconhecia-se o seu modo de ocorrência. Múltiplos resultados a Au e Ag, efetuados em vários locais da antiga mina, revelaram uma variação em termos de conteúdo e distribuição espacial irregular (Parra, 1988). Este

evento está intimamente relacionado com minerais de Bi, Te, Pb, bem como com arsenopirite (fraturas neste mineral são locais privilegiados para a deposição desta liga de Au-Ag). Esta paragénese inclui minerais como a joseíte ( $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$ ), protojoseíte ( $\text{Bi}_4\text{TeS}_2$ ), maldonite ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), bismutinite e Bi nativo. Através da observação da tabela 9.1 pode-se facilmente visualizar a maior predominante ocorrência de W e Au-Ag em relação ao Sn e a frequente associação W-Au-Ag em detrimento das restantes apresentadas.

Tabela 9.1– Contabilização das amostras alvo de estudo petrográfico e de MSE (W – Scheelite e Volframite; Sn – Cassiterite e Estanite; Au-Ag – Electrum e maldonite).

	<b>W (46 %)</b>			
<b>Associação</b>	W	W-Sn	W-Au-Ag	W-Sn-Au-Ag
<b>Nº Amostras</b>	2	2	5	3
<b>%</b>	17	17	41	25
	<b>Sn (25 %)</b>			
<b>Associação</b>	Sn	W-Sn	Sn-Au-Ag	Sn-W-Au-Ag
<b>Nº Amostras</b>	0	2	1	3
<b>%</b>	0	33	17	50
	<b>Au-Ag (46 %)</b>			
<b>Associação</b>	Au-Ag	Au-Ag-W	Au-Ag-Sn	Au-Ag-W-Sn
<b>Nº Amostras</b>	2	5	1	3
<b>%</b>	18	46	9	27

De notar que a presença de Bi nativo nesta paragénese, limita superiormente a temperatura de deposição do Au aos 271°C, que corresponde à temperatura de fusão do Bi. Barton e Skinner (1979) indicam temperaturas ainda mais baixas para o eutéctico dos sistemas Au-Bi (241°C), Bi-Te (266°C) e Au-Bi-Te (235°C). É muito provável que o Au, acima desta temperatura, seja transportado num fundido metálico de Bi-(Te), cuja capacidade de capturar este metal nobre, mesmo a partir de fluidos hidrotermais não saturados, tem sido demonstrada experimentalmente (Douglas et al., 2000). Esta hipótese de segregação de fundidos de Bi-Au-Te-(S) a partir de fluidos hidrotermais tem cada vez mais adeptos na interpretação de várias tipologias de sistemas mineralizados em Au (e.g. Ciobanu et al., 2005; Ciobanu et al 2010).

A química mineral revelou uma variabilidade nos componentes principais e a presença de elementos menores e traço em minerais como a scheelite, volframite, cassiterite, rútilo, bismuto-teluretos, arsenopirite, esfalerite, galena, moscovite, biotite, turmalina e clorite, que permitem aprofundar aspetos relacionados com os processos metalogenéticos e, consequentemente, definir potenciais guias de prospeção. Para os tungstatos o conteúdo em Zr distingue claramente duas gerações de scheelite e volframite, uma enriquecida (> 2000 ppm) e outra empobrecida em Zr (< 2000 ppm), embora petrograficamente esta distinção seja impercetível. A presença, em ambos os minerais, de valores elevados de Zr (2000-5000 ppm) atesta a compatibilidade do Zr na estrutura dos tungstatos na posição do W, e mostra uma atividade de Zr, no fluido hidrotermal, elevada e semelhante, o que pode significar que ambos os minerais precipitaram a partir do mesmo fluido hidrotermal sendo, portanto, contemporâneos. Na volframite é clara a substituição Fe-Mn, nunca atingindo o termo hubnerítico. Este conteúdo em Mn é superior quando a volframite ocorre isolada, isto é, quando não ocorre com cassiterite e/ou scheelite. A cassiterite ocorre essencialmente no aplito sendo rara noutro contexto, e a sua composição é geralmente pura, ocasionalmente com conteúdos em FeO e  $\text{TiO}_2$  que podem atingir valores em torno de 1 wt %. No aplito observa-se que uma geração de cassiterite, a mais abundante, apresenta zonação cromática e hábito colomórfico. Nas zonas mais escuras registam-se

valores mais elevados em Fe e Ti, comparando com as zonas mais claras do mineral, que podem traduzir variações na composição do fluido e/ou variação na taxa de difusão *versus* taxa de crescimento, ao longo do tempo.

Foram efetuadas análises em rútilos, presentes nos metassedimentos, que demonstram valores acima de 2 wt % em  $\text{WO}_3$  e  $\text{SnO}_2$ . Parecem existir 2 gerações deste mineral, uma mais precoce, que é anterior ou síncrona ao dobramento que afeta a área de estudo, e outra, mais tardia, que não acompanha a xistosidade. É na 2ª geração que se encontram os valores mais elevados em W e Sn, sugerindo contemporaneidade com o evento de mineralização precoce (W-Sn). A 1ª geração será anterior à mineralização e associada ao metamorfismo regional. Dada a ubiquidade de rútilo em muitas das formações do CXG, seria importante prestar mais atenção no futuro aos teores em W e Sn neste mineral, de modo a verificar se de facto a presença de conteúdos elevados destes elementos está espacialmente associada a mineralizações de W e Sn, o que poderia vir a constituir um bom guia de prospeção, principalmente na ZCI.

O zonamento observado em algumas arsenopirites, através da análise de imagens de eletrões retrodifundidos, põe em evidência núcleos enriquecidos em S, Sb e Fe, contrastando com bordos e fraturas mais enriquecidos em As e Co. Este fenómeno observa-se em brechas mineralizadas em scheelite e electrum, e reflete-se numa correlação linear negativa entre S e As. Esta correlação traduz, de certo modo, o aumento da atividade do As no fluido hidrotermal ao longo do tempo, ou a existência de dois pulsos de fluido de composição distinta. Registam-se valores interessantes em Co, Sb, Au e Ag neste mineral, sendo que o Co atinge valores mais elevados em brechas com scheelite (1,53 wt %), os valores de Au podem atingir cerca de 1200 ppm enquanto os de Ag não ultrapassam os 800 ppm.

As esfalerites analisadas são no geral enriquecidas em Fe e possuem como elemento traço mais frequente o Cd. Este último elemento é responsável pela distinção entre filões e brechas, valores mais baixos e elevados encontram-se em brechas distintas, enquanto os valores médios em Cd correspondem a filões. Ocorrem por vezes valores elevados em Sn (400-1500 ppm), que são tanto maiores quanto maior for o conteúdo em Zn. Valores elevados de Ag (até 3000 ppm) verificam-se em muitas das análises de galena cujo teor aumenta com o aumento em Pb. Os valores mais altos ocorrem em brechas com volframite. No que diz respeito às micas dioctaédricas, estas podem diferenciar-se entre moscovites e fengites. Valores mais baixos em  $\text{Al}^{\text{vi}}$  e mais elevados em Si, Fe, Mg e F registam-se em brechas e valores mais altos em  $\text{Al}^{\text{vi}}$  e mais baixos em Si, Fe, Mg e F registam-se no aplito. Os filões de quartzo encontram-se numa posição intermédia. Esta correlação positiva entre Fe, Mg e F repete-se na biotite mas agora com teores de F mais elevados. As biotites são quase na totalidade ferríferas e colocam-se no campo das biotites metamórficas e metassomáticas. A presença de F e  $\text{Li}_2\text{O}$  é superior comparando com as moscovites. Em sistemas hidrotermais ricos em F, este pode formar complexos e transportar HFSE (High Field Strength Elements), onde se inclui o Zr, W e Sn (Pirajno, 1992). A ocorrência de fluorite nas brechas, os teores em F na biotite, claramente um mineral associado às estruturas mineralizadas em W, sugere que a precipitação desses minerais poderia ter destabilizado os complexos de F possibilitando a deposição desses metais em óxidos e tungstatos. Os conteúdos elevados em Zr na scheelite e volframite reforçam que, pelo menos para essa geração de tungstatos, o papel do F no transporte de W e Zr seja equacionado. A turmalinização e cloritização são também padrões de alteração hidrotermal associados a este tipo de mineralizações. As turmalinas analisadas correspondem quase na totalidade a dravites. Um menor conteúdo em Fe na turmalina dravítica verifica-se em estruturas mineralizadas em Sn e W, já quando este conteúdo aumenta não se verifica qualquer mineralização proximal. As clorites analisadas formam 3 grupos bem definidos, distinguindo brechas, filões e aplito, todos mineralizados. Valores mais elevados em Fe ocorrem nos filões e o maior conteúdo em Mg verifica-se em brechas, ambos com scheelite. Conjugando quer a química mineral, quer a química de rocha total, pode-se afirmar que em Vale Pião existe uma boa correlação entre W e Sn, Cu, As, Zn, S, F e Fe ao longo das sondagens, e ocasionalmente com Mg e



Ca, colocando em evidência a relação entre scheelite e wolframite principalmente, com calcopirite, esfalerite, arsenopirite, pirite, pirrotite, marcassite, clorite, biotite, clinozoisite, turmalina e carbonatos (Fe e Mg). Em termos de alteração hidrotermal esta correlação manifesta-se preferencialmente em cloritização, turmalinização e biotitização.

Como nota final convém sublinhar que este trabalho abriu um leque de questões pertinentes no aprofundamento do conhecimento da região e de mineralizações similares na ZCI que poderão ser desenvolvidos em trabalhos futuros. Destes, destaca-se desde logo estender a amostragem a novas sondagens e incluir dados de campo com um estudo estrutural de detalhe de modo a verificar o papel da deformação varisca e tardi-varisca no controle dos vários tipos de estruturas reconhecidas. Verificar se se continua a observar predominância de scheelite em detrimento de wolframite e maior número de amostras com cassiterite. Mapear halos de alteração hidrotermal, nomeadamente fenómenos de piritização e pirrotitização de xistos e grauvaques, zonas de turmalinização, biotitização e cloritização. Estender a análise de rútilos a várias formações do CXG em áreas mineralizadas e não mineralizadas, de modo a testar o conteúdo em W como guia de prospeção. Sistematizar a análise F de modo a compreender o seu papel nos fluidos mineralizantes. Alargar e detalhar estudos relativamente à associação Au-Bi-Te de modo a esclarecer o papel do Bi e os mecanismos de transporte e deposição do Au e Ag. Os minerais que acompanham estas mineralizações, nomeadamente silicatos, sulfuretos e carbonatos, poderiam ser sistematicamente analisados de modo a criar uma base de dados mais completa e sólida adquirindo assim maior confiança nos resultados obtidos.

## 10. Referências Bibliográficas

- Adónis, M. L.**, 1970, Couto Mineiro de Góis, Estudo geológico da área da Senhora da Guia, Companhia do Ferro Nacional, S.A.R.L., 21 p.
- Adónis, M. L.**, 1970, Couto Mineiro de Góis, Estudo geológico da área do Cabeço do Pião, Companhia do Ferro Nacional, S.A.R.L., 24 p.
- Bailey, S.W.**, 1984, Crystal chemistry of true micas. In: Micas (S.W. Bailey, eds.), Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 13, p. 347-403.
- Bailey, S.W.**, 1988, Chlorites: structure and crystal chemistry. In: Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas) (S.W. Bailey, eds.), Mineral Society of America, Reviews in Mineralogy 19, p. 348-403.
- Bayliss, P.**, 1975, Nomenclature of the trioctahedral chlorites. Canadian Mineralogist, 13, p. 178-180.
- Barton, P. B. e Skinner, B. J.**, 1979, Sulfide Mineral Stabilities. In H. L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed. Wiley-Interscience, New York. p. 278-403
- Carrington da Costa, J.**, 1950, Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Public. Espec. Comum. Serv. Geol. Portugal, 27 p.
- Carvalho, D.**, 1974, Lineament patterns and hypogenic mineralization. In Portugal. Estud. Notas Trab. Serv. Fom. Min., vol. 23, 3-4, p. 91-106
- Ciobanu, C. L., Cook, N. J., Pring, A.**, 2005, Bismuth tellurides as gold scavengers. In: Mao, J. W., Bierlein, F. P. (eds.), Mineral deposit research: meeting the global challenge, Springer, Berlin, p. 1383-1386
- Ciobanu, C. L., Birch, W. D., Cook, N. J., Pring, A. e Grundler, P. V.**, 2010, Petrogenetic significance of Au-Bi-Te-S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia: Lithos, vol. 116, p. 1-17
- Cotelo Neiva, J. M.**, 1944, Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. Comunicações Serviços Geológicos, 25, 251 p
- Cotelo Neiva, J.M.**, 2006, Estruturas de aplitos e pegmatitos graníticos. VII Cong. Nac. Geol. (J. Mirão e A. Balbino, eds.), Estremoz, p. 1149-1155.
- Deer, W. A. et al.**, 1992, An introduction to rock-forming mineral. London, Longman Group Limited, 1: p. 80-83
- Douglas N., Mavrogenes J., Hack A., England R.**, 2000, The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism. 15th Austral. Geol. Conv. Abstr. p. 135
- Fonseca, B., Fernandes, I., Dias, M., Marques, M.**, 2017, Análise de inclusões fluidas em sistemas filonianos mineralizados: dados preliminares em Miguel Vacas e Góis. Trabalho no âmbito da disciplina de Projecto de final de licenciatura em geologia pela FCUL (não publicado), 30 p.
- Foster, M.**, 1962, Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S.G.S. Professional Paper, 414-A, p. 1-33.
- Gokhale, N. W.**, 1967, Alkali-poor biotites from the Velence Mountain granites, Hungary: Current Science, vol. 36, 21, p. 578-579
- Gomes, E. M. C.**, 1990, O plutonito do Coentral. Considerações sobre a petrografia, geoquímica, idade, deformação e metamorfismo. Provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Universidade de Coimbra (não publicada), 148 p.
- Gomes, E. M. C., Pereira, L. C. G., Macedo, C. A. R.**, 1991, O plutonito do Coentral: idade K-Ar e consequências geotectónicas. Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 112, p. 171-183
- Gomes, E. M. C., Antunes, I. M. H. R.**, 2011, O Granito de Coentral revisitado: Idade U-Pb de zircão. Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica, XVII Seminário de Geoq., vol.1, p. 235-239
- Jébrak, M.**, 1997, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore geology reviews 12, p. 111-134

- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. e Conde, L.,** 1974, Mapa tectónico da Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1.000.000. Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 101 p.
- Laird, J.,** 1988, Chlorites: metamorphic petrology. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* (S.W. Bailey, eds.). *Reviews in Mineralogy* 19, Mineral Society of America, p. 405-453.
- Lourenço, A.,** 2002, Paleofluidos e mineralizações associadas às fases tardias da Orogenia Hercínica. Tese para obtenção do grau de Doutor em Geologia, FCUP, Dep. Geologia. 326 p.
- Manuel, R. O. M.,** 2016, Contribuição da detecção remota para a prospecção de jazigos de Sn, W e Au na região de Góis. Tese para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, FCT, 179 p.
- Martinez, F. J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M. L., Ibarguchi, J. I.,** 1988, Structural and thermal evolution of high-grade areas in the north western parts of the Iberian Massif. *Amer. J. Sci.*, 288, p. 969-996
- Martins, L. P.,** 2012, Mineral Resources of Portugal, 74 p.
- Mateus, A., Noronha F.,** 2001, Late-Variscan crustal uplift of the Iberian Terrane as a response to isostatic rebound; implications for the brittle-ductile transition, fluid circulation and metallogenesis. *Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, vol. 7, p. 295-298.
- Mateus, A., Noronha, F.,** 2010, Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; Expressão da estruturação orogénica meso- a tardi- Varisca, In: *Ciências Geológicas-Ensino e Investigação e sua história*. vol. II, p. 47-61
- Medina, J., Sequeira, A. J. D., Silva, A. F.,** 1998, O complexo xisto-grauváquico (CXG) da região de V. N. Poiares-Arganil-Mortágua. In J. T. Oliveira, R. P. Dias, (Eds.). *Livro Guia das Excursões do V Congresso Nacional de Geologia, Excursão 3. I.G.M., Lisboa*, p. 135-158
- Meireles, C., Sequeira, A. J. D., Castro, P., Ferreira, N.,** 2013, New data on the lithostratigraphy of Beiras Group (Schist Greywacke Complex) in the region of Góis-Arganil-Pampilhosa da Serra (Central Portugal). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. vol. 37, p. 105-124
- Monier, G., e Robert, J. L.,** 1986, Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system  $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$  at 600°C, 2 kbar  $P_{H_2O}$ : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, 50, p. 641-651
- Neiva, A. M. R.,** 2002, Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 74, 1-2, p. 79-101
- Nockolds, S. R.,** 1947, The relation between chemical composition and paragenesis in biotite micas of igneous rocks: *Amer. J. Sci.*, 245, p. 401-420
- Noronha, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H. C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R.,** 2013, Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In: *Geologia de Portugal*, v. 1, *Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., e Kullberg, J. C., eds.), Escolar Editora, Lisboa, p. 403-438
- Noronha, F.,** 1976, Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance métallogénique. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4ª Série, 87, 15 p.
- Noronha, F.,** 1988, Mineralizações. *Geonovas*. v. 10, p. 37-54
- Noronha, F., Dória, A., Dubessy, J. e Charoy, B.,** 1992, Characterization and timing of the different types of fluids presente in the barren and ore-veins of the W-Sn deposito of Panasqueira, Central Portugal, *Mineral Deposita*, 27, p. 72-79
- Noronha, F., Vindel, E., López, J., Dória, A., García, E., Boirom, M., e Cathelineau, M.,** 1999, Fluids related to tungsten ore deposits in northern Portugal and spanish central system: a comparative study. 12 (3-4), p. 397-403

- Parra, A.**, 1988, Jazida Estano-Volframítica de Vale Pião. Aspectos geológicos e cálculo preliminar de reservas. Serviço de Fomento Mineiro e Indústria Extrativa. Lisboa, 121 p.
- Parry, W. T., Bruhn, R. I.**, 1990, Fluid pressure transient in seismogenic normal fault. *Tectonophysics* 179, p. 335-344
- Pereira, E.**, 1988, Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica – Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, vol. 10, p. 13-35
- Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C.**, 1993, Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na zona centro-ibérica, em Portugal, 31 p.
- Pirajno, F.**, 1992, *Hydrothermal mineral deposits*. New York: Springer-Verlag, p. 709
- Radoslovich, E.W.**, 1960, The structure of muscovite  $KAl_2(AlSi_2O_{10})(OH)_2$ . *Acta Crystallographica*, 13, p. 919-932
- Ribeiro, A., Pereira, E.**, 1982, Controlos paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, vol. 1, p. 23-31
- Ribeiro, A., Quesada, C. e Dallmeyer, R. D.**, 1990, Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (Eds.) Springer-Verlag, p. 399-409
- Sequeira, A.**, 1993, Provável discordância intra-Grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Nova. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Évora 1, p. 41-52
- Sequeira, A., Proença Cunha, P., Sousa, M. B.**, 1997, A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Corja-Caramulo (Portugal Central). *Comunicações do IGM*, Tomo 83, p. 95-126
- Silva, A. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, M. L.**, 1987-1989, Carta Geológica de Portugal, escala 1/50.000. Notícia explicativa da folha 11-C (Torre de Moncorvo), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65 p.
- Sousa, M. B.**, 1984, Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e a sua relação com o Paleozóico Inferior. *Quad. Geol. Ibérica*, 9, p. 9-36
- Sousa, M. B., Sequeira, A.**, 1993, O limite Precâmbrico-Câmbrico da Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Évora 1, p. 17-28
- Spooner, E. T. C.**, 1993, Magmatic sulphide=volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids. *Ore Geol. Rev.*, p. 359-379
- Thadeu, D.**, 1965, Carta Mineira de Portugal. Notícia explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, 46 p.
- Tindle, A. G. e Webb, P. C.**, 1990, Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. J. Mineral*, 2, p. 595-610
- Tischendorf, G., Forster, H. J. e Gottesmann, B.**, 1999, The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for  $Li_2O$  estimation from  $MgO$  data, *Mineralogical Magazine*, vol. 63 (1), p. 57-74
- Torres, M.**, 1985, Relatório preliminar da prospeção sísmica executada no couro mineiro de Góis em colaboração com o Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC). Projecto 2.4.1 – Valorização da região de Góis. Relatório dos trabalhos desenvolvidos (1-1-84/ 30-06-86), 21 p.
- Ugidos, J. M.**, 1990, Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. In: R. Dallmeyer e E. Martinez Garcia (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p. 189-206
- Vairinho, M. M.**, 1984, Relatório do estudo minerográfico de 3 amostras da mina de Vale Pião (Projecto de Góis), 4 p.
- Vairinho, M. M.**, 1984, Relatório do estudo petrográfico de 6 amostras de rochas da carta 243 (Projecto de Góis), 4 p.
- Vairinho, M. M.**, 1986, Relatório do estudo petrográfico de amostras da sondagem S1 de Vale Pião, Góis. Relatório dos trabalhos desenvolvidos (1-1-84/ 30-06-86), 5 p.
- Velde, B.**, 1967,  $Si^{4+}$  content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, p. 250-258

